



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA

CONTROL ESTRUCTURAL DE LA INESTABILIDAD
DE LADERAS: MODELACIÓN TRIDIMENSIONAL
DE LOS RASGOS GEOLOGICOS

Aplicación al estudio de los procesos de remoción en masa
de La Soledad, Sierra Norte de Puebla, México.

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS
(Geología Ambiental)

PRESENTA

VERÓNICA OCHOA TEJEDA

DIRECTOR DE TESIS : DR. JEAN-FRANÇOIS PARROT



2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis más sinceros y especiales agradecimientos a mi director de la tesis Jean-François Parrot por su interés y apoyo incondicional, por su dedicación y paciencia para transmitirme sus conocimientos. Gracias por la creación original de las caricaturas de la “martilla”.

También doy mis agradecimientos a los sinodales, doctoras y doctores, que me evaluaron en el transcurso de mi trabajo de investigación: Lucia Capra Pedol, Elizabeth Solleiro Rebolledo, Irasema Alcántara Ayala, Gustavo Tolson Jones, José Ramón Hernández, José Lugo Hubp, Victor Hugo Garduño Monroy y un personal agradecimiento a José Juan Zamorano Orozco por sus valiosas críticas y recomendaciones en la revisión de la tesis.

Agradezco a Araceli Chaman que siempre me ayudo en los trámites administrativos, a los miembros del Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM y a todos mis amigos del Instituto de Geografía.

Igualmente estos agradecimientos son para Federico Mooser por su ayuda incondicional y por sus observaciones en la reinterpretación del mapa geológico y también son para Margarita Cruz Almanza..

También agradezco a las comunidades y poblados de Tlatlauquitepec, en particular a los poblados que están dentro de la zona en estudio: La soledad, Atotocoyan, Buenavista, Calatepec, Chicuaco, Cozolexco, Cuacualaxtla, El Dos, La Unión, Macuicuillo, Mazatepec, Ocotepc, San Agustín Chagchaltzin, San José Chagchaltzin, Tamalayo y Tehuaco, por permitirme y ayudarme a realizar mis estudios en el terreno.

Finalmente deseo expresar un especial agradecimiento a mi familia que me ha apoyado a lo largo de mi vida académica y personal.

A la DANZA que me enseñó a tener disciplina y constancia.

CONTENIDO

CONTENIDO	2
RESUMEN	5
ABSTRACT	7
<u>INTRODUCCIÓN GENERAL</u>	<u>9</u>
<u>CARACTERÍSTIAS DE LA ZONA EN ESTUDIO MATERIALES Y MÉTODO</u>	<u>18</u>
I.1 LOCALIZACIÓN	19
I.2 HIDROGRAFÍA	21
I.3 CONDICIONES CLIMÁTICAS	31
I.3.1 CLIMA	31
I.3.2 PRECIPITACIÓN	31
I.3.2.1 Precipitación en 1999	34
I.3.2.2 Precipitación en 2005	35
I.4 MATERIALES Y METODOS	36
I.4.1 CARTOGRAFÍA	36
I.4.2 IMÁGENES IKONOS-2	37
I.4.3 MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)	42
I.5 OBSERVACIONES	45
<u>GEOLOGÍA Y RASGOS GEOLÓGICOS</u>	<u>47</u>
I.1 INTRODUCCIÓN	48
II.2 REINTERPRETACIÓN DEL MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL	49
II.3 ESTRATIGRAFÍA	53
II.3.1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	53
II.3.2 DESCRIPCION DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS	56
II.3.2.1 Unidades del Paleozoico	56
II.3.2.1.1 Complejo Milonítico La Soledad	57
II.3.2.1.2 Complejo Milonítico Xucayucan	58
II.3.2.2 Unidades Mesozoicas	59
II.3.2.2.1 Jurásico Inferior (Liásico)	59
II.3.2.2.2 Jurásico Medio (Batoniano-Bajociano)	60
II.3.2.2.3 Jurásico Superior (Tithoniano y Oxfordiano)	62
II.3.2.3 Unidades del Terciario	63
II.3.2.4 Unidades Cuaternarias	63
II.3.2.6 Formaciones Intrusivas	65
II.4 RASGOS ESTRUCTURALES	65
II.5 HISTORIA GEOLÓGICA DE LA ZONA EN ESTUDIO	69
II.6 OBSERVACIONES	73
<u>SUPERFICIE DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS INESTABLES</u>	<u>74</u>

III.1 INTRODUCCIÓN	75
III.2 SUPERFICIE DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS.	76
III.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS INESTABLES	81
III.3.1 COLUVIONES	81
III.3.2 TALUD O DEPÓSITO GRAVITACIONAL	85
III.4 OBSERVACIONES	92
<u>PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA</u>	<u>94</u>
<u>DESCRIPCIÓN Y CLASIFICACIÓN</u>	<u>94</u>
IV.1 INTRODUCCIÓN	95
IV.2 DEFINICIÓN DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA	96
IV.3 CLASIFICACIONES DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA	98
IV.3.1 DESPRENDIMIENTOS O CAÍDAS (FALLS)	102
IV.3.2 VUELCOS O DESPLOMES (TOPPLES)	103
IV.3.3 DESLIZAMIENTOS (SLIDES)	104
IV.3.4 REPTACIÓN (CREEPING)	107
IV.3.5 FLUJO (FLOW)	108
IV.3.6 MOVIMIENTOS COMPLEJOS (COMPLEX MOVEMENTS)	109
IV.4 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA PRESENTES EN LA ZONA EN ESTUDIO	110
IV.4.1 TIPOS DE PRM IDENTIFICADOS EN LAS UNIDADES GEOLÓGICAS EN 1999 Y 2005.	110
IV.4.1.1 PRM en las unidades metamórficas	111
IV.4.1.2 PRM en la Formación Huyacocotla (JI)	111
IV.4.1.3 PRM en la Formación Ignimbritas Xaltipan (Qa)	116
IV.4.1.4 PRM en la Formación Tenexcate (JM)	117
IV.4.1.5 PRM en las Formaciones Tamán y Pimienta (JS)	118
IV.4.1.6 PRM en las Riolitas	118
IV.4.2 FRECUENCIA DE LOS PRM EN LAS UNIDADES GEOLÓGICAS	119
IV.6 OBSERVACIONES	121
<u>EXTRACCIÓN AUTOMÁTICA DE LAS TRAZAS DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA</u>	<u>122</u>
V.1 INTRODUCCIÓN	123
V.2 LOCALIZACIÓN DE LOS PRM, A PARTIR DE LOS INDICES DE REFLECTANCIA Y ATRIBUTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS DEL MDT.	124
V.2.1 ÍNDICES DE REFLECTANCIA	124
V.2.1.1 Índice de vegetación normalizado (NDVI)	125
V.2.1.2 Índice de brillantez del suelo (SBI)	126
V.2.2 ATRIBUTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS EXTRAÍDOS DEL MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)	127
V.3 EXTRACCIÓN DE LOS PRM OCURRIDOS EN OCTUBRE DE 1999, A PARTIR DE LAS IMÁGNES DE SATELITE DE DICIEMBRE 2000.	132
V.4 DEFINICIÓN Y EXTRACCIÓN DE ALGUNOS PARÁMETROS MORFOLÓGICOS	135
V.5 PARÁMETROS DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES UTILIZADO PARA LA CLASIFICACIÓN DE LOS PRM.	140
V.6 OBSERVACIONES	144

**INTEGRACION DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y RASGOS GEOLOGICOS
EN EL ESPACIO TRI-DIMENSIONAL** **145**

VI.1 INTRODUCCION	146
VI.2 CÁLCULO DE LA DIRECCIÓN DE LOS PRM, LAS CAPAS GEOLÓGICAS Y LOS LINEAMIENTOS GEOLÓGICOS.	149
VI.2.1 ALGORITMO	149
VI.2.2 DIRECCIONES DE LOS P RM	152
VI.2.2.1 PRM de 1999	152
VI.2.2.2 PRM de 2005	153
VI.2.2 DIRECCIÓN DE LAS CAPAS GEOLÓGICAS	155
VI.2.3 DIRECCIONES Y DENSIDAD DE LOS LINEAMIENTOS GEOLÓGICOS	156
VI.3 INTEGRACION DE LOS RASGOS GEOLOGICOS EN EL ESPACIO TRI-DIMENSIONAL	161
VI.3.1 MARCO TEÓRICO	161
VI.3.2. RELACIÓN ENTRE RASGOS GEOLÓGICOS Y PRM	164
VI.3.3 METODOLOGÍA	165
VI.3.3.1 Los vectores	165
VI.3.3.2 Los ángulos	166
VI.3.3.3 Cálculo del ángulo φ	166
VI.3.3.4 El ángulo β	167
VI.3.4 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	169
VI.3.4.1 Resultados producidos por el ángulo φ	169
VI.3.4.2 Resultados del ángulo β	171
VI.4 OBSERVACIONES	175
<u>CONCLUSIONES</u>	177
<u>BIBLIOGRAFÍA</u>	181
REFERENCIAS EN INTERNET	191
INDICE FIGURAS	192
INDICE DE FOTOS	197
INDICE DE TABLAS	199
<u>ANEXOS</u>	200
ANEXO 1 PRODUCCIÓN CIENTÍFICA RELACIONADA CON EL TRABAJO DE TESIS.	201
ANEXO 2 LISTA DE PROGRAMAS EJECUTABLES UTILIZADOS EN EL PRESENTE TRABAJO	202
ANEXO 3 TABLAS DE RESULTADOS	205

RESUMEN

En los años 1999 y 2005 la Sierra Norte de Puebla se vio afectada por lluvias intensas y torrenciales originadas por huracanes y tormentas tropicales procedentes del Golfo de México. Estos eventos ocasionaron inundaciones y el desencadenamiento de cientos de procesos de remoción en masa (PRM), causando serios daños en diferentes zonas de esta región.

Una de las zonas afectadas fue La Soledad; se eligió para estudiarla debido a la variedad de formaciones geológicas que permitieron definir las relaciones existentes entre ellas y los procesos de ladera. Dichos movimientos son caída de rocas, deslizamientos rotacionales, translacionales, flujos, reptación y movimientos complejos (avalanchas de rocas principalmente). Fue posible caracterizarlos por sus evidencias morfológicas.

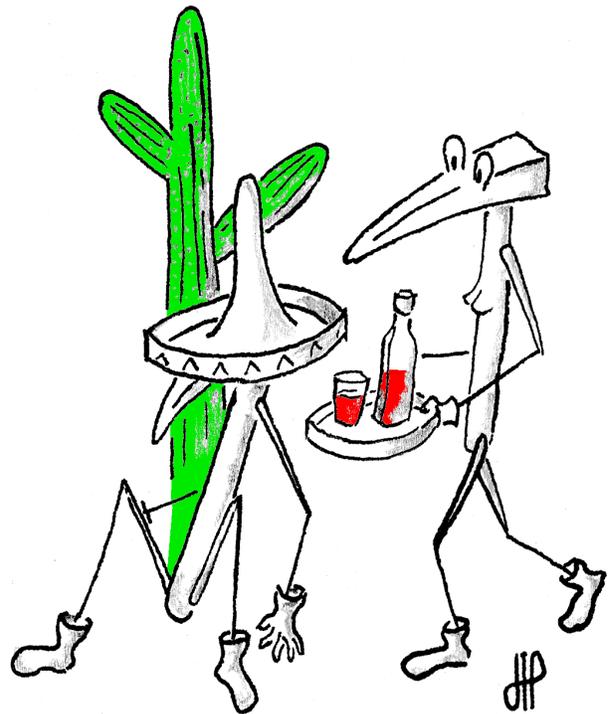
En la presente investigación, se estudiaron los factores que influyen en el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa y del medio en que se presentan, con la finalidad de desarrollar un modelo que permitió hacer una predicción espacial de las zonas susceptibles a la inestabilidad de laderas, integrando en el espacio tridimensional los rasgos geológicos estructurales y el tipo de depósitos inestables.

Para ello se reinterpretó el mapa geológico y se definió los rasgos geológicos estructurales con el fin de integrar los PRM estudiados en un contexto geotectónico. Se caracterizaron los depósitos inestables donde se desencadenaron la mayoría de los PRM, en particular los taludes gravitacionales y los coluviones. Se identificaron y caracterizaron los diferentes PRM ocurridos en los años 1999 y 2005 en el área en estudio. También se localizaron y se extrajeron automáticamente las trazas de los PRM de 1999 en las imágenes de satélite de alta resolución, con la finalidad de clasificarlos a partir de su forma utilizando parámetros de Reconocimiento de Patrones.

También se analizaron las posibles relaciones entre los PRM y los rasgos estructurales, calculando y tomando en cuenta la densidad y orientación de los distintos morfolineamientos (estructurales y disyuntivos).

Asimismo, se integraron los PRM y rasgos geológicos en el espacio tridimensional. Se explica una metodología para el cálculo de los ángulos φ y β entre los vectores de los rasgos geológicos y la superficie del MDT; se desarrollo un algoritmo para el cálculo de dichos ángulos. El cálculo del ángulo β correspondió al último tratamiento desarrollado para llegar a caracterizar los factores que propiciaron el desencadenamiento de los PRM, y de ésta manera se definieron la extensión de las zonas con inestabilidad de laderas.

A partir de todos estos criterios objetivos fue posible establecer los factores críticos y confiables de desencadenamiento de los PRM que responden a las condiciones del paisaje. El mapa final muestra las zonas que representan una amenaza efectiva en la zona en estudio.



ABSTRACT

In 1999 and 2005, the Northern mountain range of Puebla was affected by intense and torrential rains originated by hurricanes and tropical storms coming from the Gulf of Mexico. These events provoked floods and triggered a number of mass movements, causing serious damages in different zones of this region.

One of the affected zones is located around La Soledad pool and was chosen in this study due to its different geological formations outcrop, allowing to clearly defining the relationships existing between them and the types of landslides that mobilize their material. The mass movements observed correspond mainly to rock falling, rotational slides, translational slides, flows, creeping and complex movements (rock avalanches), which produces numerous scars and traces in the landscape.

In the present investigation, we studied the factors influencing the triggering processes of mass removal and the environmental setting in order to postulate and develop a model that allows spatial prediction of susceptible zones to slope instability. With such a goal, the structural geological features and the superficial type of formation have been integrated into a three-dimensional space.

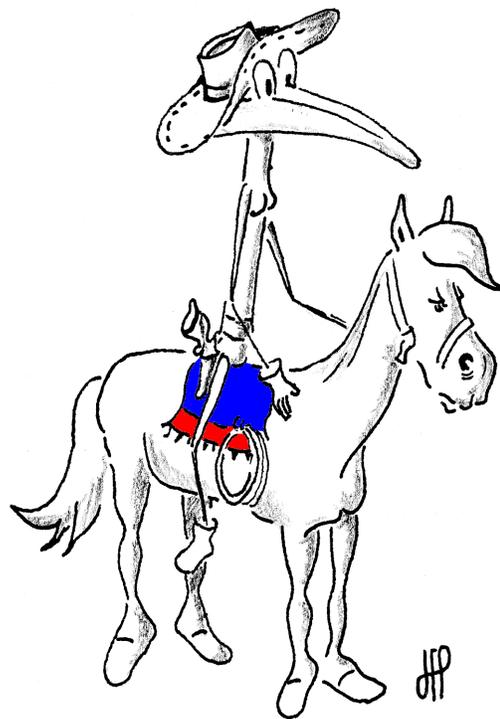
Initially, it was necessary to reinterpret the geologic map and to define its structural geological characteristics with the purpose of integrating the studied mass movements in their geotectonic context. It has to be noted that virtually all of the mass movements observed in the study zone correspond to shallow landslides affecting superficial formations such as colluvium and talus breccias which are reported in the geological map.

The different processes of mass movement happened in the area in 1999 and 2005 have been identified and characterized in the field. Regarding the mass movements occurred in 1999, high resolution satellite imagery has been used in order to automatically extract the landslide traces and to classify them by using Pattern Recognition parameters.

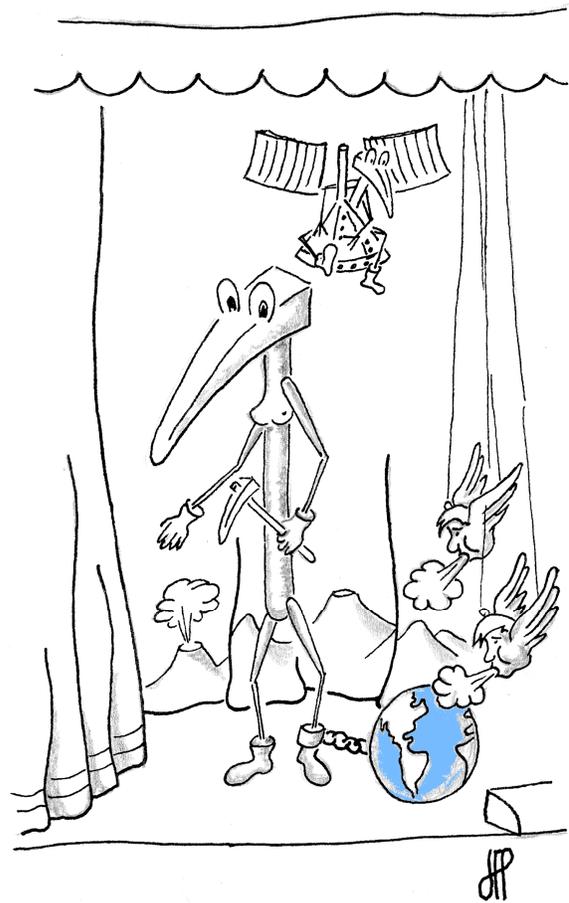
A study was done considering possible relationships between the structural processes of mass movements and terrain characteristics defined by calculating and using the main directions of the surface of the digital elevation model (DEM), lineaments and faults, geologic layers and landslides.

Furthermore, the characteristics of the geological features and the DEM slope and direction were integrated into a three-dimensional space. Thus, a new methodology has been developed; related to the calculation of the angles φ and β between the vectors of the geological features and the DEM surface. Computation of the β angle corresponds to the last treatment developed in order to characterize the most important factors and, by this way, to define the extension of the zones prone to slope instability.

Using all these objective criteria, it has been possible to establish the significant and consistent factors triggering mass movements in relation with the landscape environment. The final map shows the zones that represent an effective hazard when the climatic conditions promote torrential rain development as it happened in October of 1999 and 2005.



INTRODUCCIÓN GENERAL



INTRODUCCIÓN GENERAL

Durante las últimas dos décadas la degradación de los suelos, aunado con el cambio climático global (responsable de las extraordinarias lluvias torrenciales), posiblemente han determinado un aumento en los riesgos hidrometeorológicos; este tipo de fenómenos ha ocurrido durante la reciente historia geológica. Los impactos potencialmente graves más difundidos son inundaciones y procesos de remoción en masa (PRM) por los proyectados aumentos en la intensidad de las precipitaciones y la subida del nivel del mar.

En México, existen numerosas causas tanto naturales como antrópicas que determinan el incremento en el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa. Entre las primeras se encuentran los sismos, erupciones volcánicas, desplomes de los techos de las cavernas, laderas montañosas abruptas asociadas a fallas; sin embargo una de las causas más importantes que generan e intensifican estos PRM, es la precipitación, especialmente en el periodo de lluvias o de lluvias extraordinarias. Las causas no naturales o antrópicas corresponden a la actividad minera, la construcción de caminos y carreteras, falta de estudios de ingeniería geológica y medidas inadecuadas de aseguramiento y protección de las construcciones (urbanización en terrenos de fuerte pendiente sobre materiales inestables), la deforestación, el cambio en el uso del suelo, entre otros. (Oropeza *et al.*, 1998; Iturralde-Vinent, 2006).

En los años 1999 y 2005 hubo fuertes precipitaciones originadas por las depresiones tropicales N° 11 y 14 (1999) y la depresión tropical N° 20 que se convirtió después en huracán *Stan* y posteriormente en la onda tropical N° 40 (2005). Estos dos eventos causaron serios daños e inundaciones en diferentes regiones de México. Las zonas montañosas como es el caso de la Sierra Norte de Puebla, se vieron afectadas por lluvias intensas y torrenciales que desencadenaron cientos de procesos de remoción en masa.

El fenómeno que afectó esta región se estudió desde varios puntos de vista:

- Climáticos y sísmicos: Vásquez-Conde *et al.* (2001) muestran un análisis de los efectos causados por la lluvia de 1999, mostrando periodos de retorno de más de 25 años para las

regiones de la Sierra Norte de Puebla; Cuanalo *et al.* (2006) presentan un estudio sobre los efectos de los sismos y las lluvias como factores detonantes de deslizamientos de laderas en las regiones montañosas de Puebla.

- Geológicos: Capra *et al.* (2003a y 2003b) realizan una identificación de los movimientos de ladera y de la naturaleza de los materiales involucrados, es decir hacen una relación entre litología y tipo de movimiento en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla; Hernández-Mena y Herrera Catañeda (2003) estudian el deslizamiento “Zapotitlán de Méndez” desde el punto de vista geológico y geotécnico; Capra *et al.* (2006) detallan la importancia del factor geológico dentro de los PRM de la Sierra Norte de Puebla, tomando como ejemplo el deslizamiento ocurrido en Tomomoxtla; Hernández-Madriral *et al.* (2007) hacen un estudio geológico para entender los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla, Puebla.

- Geomorfológicos: Lugo *et al.* (2005) clasifican el relieve afectado por la lluvia de 1999 en el que identifican los principales tipos de PRM, sus causas y efectos; Hernández-Madriral (2005) caracteriza a los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla.

- Edafológicos: Borja-Baeza (2006) y Garnica-Peña (2007) monitorean dos laderas cerca del poblado de la Unión (Tlatlauquitepec) analizando los materiales sedimentarios.

- Por la degradación de la cobertura vegetal: Esteban-Chávez (2004) estudia la deforestación como mecanismo detonador a inestabilidad de laderas; Sánchez-Titla (2005) realiza un estudio de vulnerabilidad, deforestación y proceso de remoción en masa y hace una zonificación del riesgo en Zacatlán, Puebla; Alcántara-Ayala *et al.* (2006) establecen una relación entre deforestación y ocurrencia de los PRM.

- Cartográficos: Flores-Lorenzo y Alcántara-Ayala (2002) hacen una cartografía morfogenética e identifican los PRM en Teziutlán; Dávila-Hernández (2003) presenta un mapa de susceptibilidad a los PRM en la zona de Zacapoaxtla; Marcos-López (2003) analiza espacialmente la distribución de los PRM en Tlatlauquitepec; Borja-Baeza *et al.* (2006) realizan un mapa de riesgo y distribución de los deslizamientos en depósitos piroclásticos en Zacapoaxtla; Hernández-Mena

(2008) genera un mapa de susceptibilidad a PRM con base en el análisis multivariado en la región de Zapotitlán.

- Preventivos: López-Mendoza (2003) diseña un programa de prevención y mitigación de desastres asociados a inundaciones y procesos de remoción en masa en el valle de Zapotitlán de Méndez; Oliva-Aguilar (2005) realiza un estudio de prevención de desastres en zonas rurales en la región de Pahuatlán, Puebla; Castilla-Torres (2007) propone indicadores de vulnerabilidad a desastres en las Sierras Norte y Noreste de Puebla.

- Por aspectos metodológicos: Ochoa-Tejeda (2004) desarrolla una metodología para el estudio de los PRM a partir de los modelos digitales de terreno y las imágenes de satélite IKONOS en la Sierra Norte de Puebla; Cuanalo-Campos (2004) habla sobre los métodos correctivos para estabilizar los movimientos de ladera.

Por otro lado, Murillo-García (2007) propone un inventario de los procesos de ladera dando una descripción detallada que toma en cuenta todos los acercamientos ya mencionados, la ubicación de los PRM censados históricamente, así como el grado de vulnerabilidad de la población.

Los procesos de remoción en masa se produjeron de forma masiva en una amplia superficie de la zona montañosa de la Sierra Norte de Puebla. Los procesos gravitacionales ocurridos en 1999 y 2005 fueron de diferente magnitud (de cientos de m³ a cientos de miles de m³), ocurrieron en montañas despobladas y algunos dañaron poblaciones (comunidades de 200 a 300 habitantes) y también ciudades como Teziutlán (más de 70 mil habitantes) (Lugo *et al, op. cit.*).

Los fenómenos geológicos que favorecen los PRM en la zona en estudio (La Soledad) se presentan en las partes montañosas, donde se desencadenaron decenas de movimientos de ladera por lluvias torrenciales; fuertes vibraciones provocadas por sismos; terrenos de fuerte pendiente y desprovistos de vegetación; laderas montañosas asociadas a discontinuidades estructurales (fallas, discordancias, contactos); materiales débiles, sensibles, intemperizados, sujetos a cizallamientos, con fisuras y diaclasas; contraste de materiales con diferente plasticidad (Cruden y Varnes, 1996);

debilidad estructural de la ladera, en donde el movimiento está favorecido por el buzamiento a favor de la pendiente de las capas deformadas (Capra *et al.*, 2003b).

Estos movimientos del terreno incluyen principalmente caída de roca, deslizamiento rotacional, deslizamiento translacional, flujos, reptación y movimientos complejos, los cuales dejaron evidencias morfológicas (trazas). En general las trazas de los PRM tienen una forma alargada y estrecha a lo largo de las laderas, excepto algunos PRM que son más anchos que largos. En longitud varían de unos 10 metros a cientos de metros, aunque la gran mayoría no supera los 100 metros. Su superficie es de decenas a algunos miles de metros cuadrados. Estos pueden ser nuevos o reactivados.

En la zona La Soledad, los PRM movilizaron un importante volumen de material proveniente de los taludes y laderas y con mayor frecuencia afectaron sustratos del Jurásico. Las actividades humanas como la construcción de caminos y carreteras, la deforestación, entre otros, pueden aumentar la frecuencia de los procesos de ladera.

Estos eventos en su mayoría han afectado principalmente a diversos sectores sociales, como la vivienda, educación, comunicaciones y transportes, salud agropecuario y forestal, etc., causando considerables daños económicos, sociales y naturales (Cuanalo *et al.*, 2006). En el caso particular de las zonas montañosas de la zona en estudio existen comunidades habitadas por grupos étnicos, cuyas viviendas son construidas con materiales muy frágiles, como lámina, cartón o madera, se han presentado PRM por sismos y lluvias, causando considerables pérdidas económicas y humanas.

Este tipo de amenazas ilustra claramente la necesidad de hacer estudios de los agentes que influyen en el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa y del medio en que se presentan y principalmente métodos de rapidez de diagnóstico y velocidad de los resultados.

El objetivo general del presente trabajo de investigación es desarrollar un modelo que permita hacer una predicción espacial de las zonas susceptibles a la inestabilidad de laderas, integrando en el espacio tridimensional los rasgos geológicos-estructurales y el tipo de depósito inestable.

Para ello se plantearon los siguientes objetivos particulares:

- Caracterización y localización de la zona en estudio.
- Reinterpretación del mapa geológico y definición de los rasgos geológico-estructurales (buzamiento y rumbo de las capas, lineamientos, tipo de fallas, contactos tectónicos y cabalgaduras). Con el fin de integrar los PRM estudiados en un contexto geotectónico.
- Caracterización de los depósitos inestables donde se desencadenan la mayoría de los procesos de remoción en masa. Para ello se calculó la superficie en el espacio bidimensional y tridimensional de las unidades geológicas y depósitos inestables de la zona en estudio.
- Identificación y caracterización de los diferentes procesos de remoción en masa identificados en 1999 y 2005 en el área en estudio.
- Localización y extracción automática de las trazas de los procesos de remoción en masa de 1999 en las imágenes de satélite de alta resolución, con la finalidad de clasificarlos a partir de su forma utilizando parámetros de Reconocimiento de Patrones.
- Estudio de las posibles relaciones entre los procesos de remoción en masa y los rasgos estructurales, calculando y utilizando las direcciones principales de la superficie del modelo digital de terreno, de los lineamientos de fallas, de las capas geológicas y de los PRM.
- Análisis de la relación estrecha que puede existir entre los procesos de remoción en masa y los valores respectivos de cada parámetro geológico estructural tomando en cuenta el espacio tridimensional.
- Elaboración de un mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa, en función de la geología, de los tipos de PRM y de la naturaleza del material de arrastre.

El presente trabajo consta de seis capítulos. En el primero, *Condiciones físicas de la zona en estudio*, se caracteriza el medio físico por temas: a) localización en el espacio geográfico, b) geología de la zona en un contexto regional, c) hidrografía en donde se estudio el tipo de configuración de drenaje para cada unidad geológica, así como la densidad de cabeceras, las cuales están muy relacionadas con el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa; y d) condiciones climáticas de la zona La Soledad, y la lluvia, ya que es uno de los factores que afecta la inestabilidad de laderas; en particular se reportan las precipitaciones ocurridas en los años 1999 y 2005. También se dan las características de las diferentes fuentes de información utilizada como son: la cartografía geológica de la región, los mapas topográficos, las imágenes de satélite de alta resolución, el modelo digital de terreno (MDT) y los datos y medidas obtenidos *in situ* que comprueban la información obtenida con el tratamiento de las imágenes de satélite y del MDT.

En el segundo capítulo, *Geología y rasgos geológicos*, se reinterpreto el mapa geológico estructural, lo cual consistió en cinco etapas: 1) revisión y recopilación de la información geológica sobre la región La Soledad; 2) análisis de los diferentes atributos primarios y secundarios provenientes del modelo digital de terreno de la zona en estudio; 3) interpretación de fotos aéreas y de imágenes de satélite IKONOS; 4) verificación de toda la información proveniente del análisis del MDT y las imágenes de satélite con los datos adquiridos en el terreno y 5) transferencia de la información en formato digital mediante programas ejecutables en MS-DOS, programados en C++, los cuales se fueron generando, de acuerdo con el requerimiento de cada tratamiento y análisis de los datos en el presente trabajo. Por último, se concluyó con un nuevo mapa geológico estructural de la región La Soledad. Los aportes que se dan en el mapa se relacionan sobre todo con la tectónica, se reinterpreto el fracturamiento general de la zona y se evidenciaron tres cabalgaduras principales de las formaciones metamórficas entre ellas y sobre la formación Huayacocotla (JI). También se modificaron los límites y contactos geológicos. Se propone una columna estratigráfica y un esquema general de la evolución geológica de la zona en estudio desde el Precámbrico hasta el Cuaternario.

El tercer capítulo, *Superficie de las unidades geológicas y depósito inestables*, se divide en dos subcapítulos principales. En el primero se calcula la superficie de ocupación de las unidades

geológicas en los espacios bidimensional (2D) y tridimensional (3D) y también se determina el porcentaje de aumento de la superficie entre el espacio 2D y 3D [PA3D] que es un nuevo parámetro propuesto en este trabajo. En el segundo apartado se describen los dos depósitos inestables principales (talud gravitacional y coluviones) presentes en la zona, a partir de su litología, la exposición de laderas, las pendientes y la rugosidad calculada por el PA3D, lo que permite caracterizar la disección y la rugosidad al nivel de las formaciones geológicas y al nivel local.

En el capítulo IV, *Procesos de remoción en masa. Descripción y clasificación*, se hace una pequeña remembranza de las diferentes definiciones de los tipos de PRM y de las clasificaciones más aceptadas a nivel internacional. Se presentan los diferentes tipos de PRM identificados en la región La Soledad, en función de la naturaleza del material de arrastre (caída, vuelco, deslizamiento, reptación, flujos, movimientos complejos) y se dan los valores de ocurrencia y frecuencia en rangos de pendiente de los PRM en cada formación geológica.

El capítulo V, *Extracción automática de los procesos de remoción en masa*, tiene como objetivo clasificar los distintos procesos gravitacionales estudiados a partir de la forma de las trazas de 1999 obtenidas automáticamente de las imágenes de satélite. Éstas se clasificaron con un método de Reconocimiento de Patrones que se detalla en éste capítulo y consiste en: a) la localización de los PRM, a partir de los índices de reflectancia y atributos primarios del MDT; b) la extracción automática de los procesos de remoción en masa en las imágenes IKONOS; c) la definición y extracción de algunos parámetros morfológicos y d) el estudio de la morfología de dichas trazas utilizando parámetros de reconocimiento de patrones para así llegar a una clasificación de los procesos de ladera en seis diferentes familias que no se reparten de manera aleatoria, lo que significa que existe una relación estrecha entre los diferentes tipos de PRM y el material de arrastre movilizado.

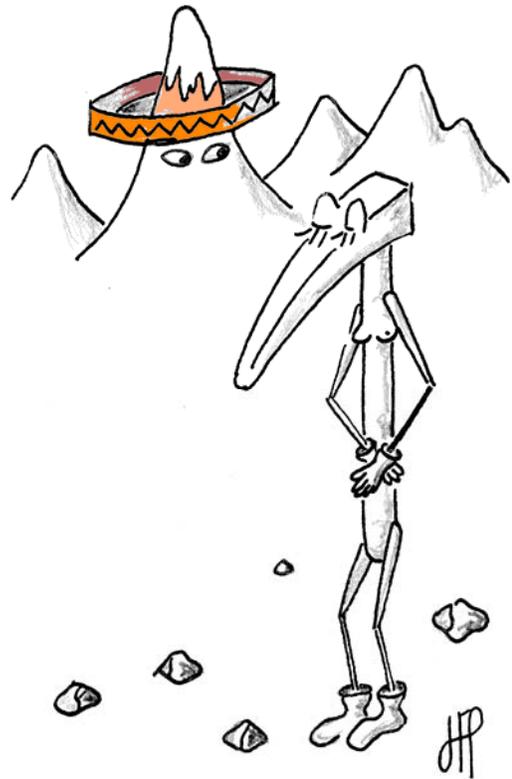
En el capítulo VI, *Integración de los procesos de remoción en masa y rasgos geológicos en el espacio tridimensional*, se analizan los resultados en tres etapas: 1) cálculo de las orientaciones principales de los PRM ocurridos en los años 1999 y 2005, de las capas geológicas y de los lineamientos de las fallas geológicas en la zona en estudio. Se desarrolló un algoritmo para

determinar la dirección de los procesos de ladera, la cual corresponde a la dirección del máximo de la pendiente dentro de la superficie de la traza generada por los PRM. Para ello se requiere definir el centro de gravedad de la misma y después deducir el eje principal en la forma en estudio que corresponde al largo del rectángulo que la encierra. Por último, se presentan todas las rosas de dirección de los movimientos de laderas de las capas y los lineamientos geológicos. 2) integración de los rasgos geológicos en el espacio tridimensional. Se explica una metodología y desarrollo de un algoritmo para la obtención de los ángulos φ y β de los vectores de los rasgos geológicos y la superficie del MDT. El cómputo de β corresponde al último tratamiento desarrollado para llegar a caracterizar los factores desencadenantes y de ésta manera definir la extensión de las zonas con inestabilidad de laderas. Se da un ejemplo de un movimiento complejo que causo grandes daños al poblado de Atotocoyan. 3) El documento final concluye con un mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa en función de la geología, de los tipos de PRM y de la naturaleza del material de arrastre. En el mapa se muestra dónde se sitúan las zonas que representan una amenaza efectiva que concierne al desencadenamiento de los procesos de remoción en masa, cuando las condiciones climáticas favorecen el desarrollo de lluvias torrenciales como sucedió en octubre de 1999 y 2005.

En el transcurso de esta investigación se redactaron un libro digital, un capítulo en un manual de geomática, dos artículos, cinco reseñas en congresos internacionales, dos en eventos nacionales que corresponden a los avances y etapas del trabajo científico. Esta producción concierne a varios aspectos metodológicos y se reporta en el anexo 1.

Capitulo I

CARACTERÍSTIAS DE LA ZONA EN ESTUDIO MATERIALES Y MÉTODO



I.1 LOCALIZACIÓN

El área en estudio “La Soledad” se localiza en la Sierra Norte de Puebla, México. La zona queda comprendida entre las provincias fisiográficas Sierra Madre Oriental y el límite norte de la porción oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano. La región se localiza entre las coordenadas 19°53' y 20°00' de latitud N y las coordenadas 97°25' y 97°32' de longitud W (figura I.1). Tiene una superficie de 135 km².

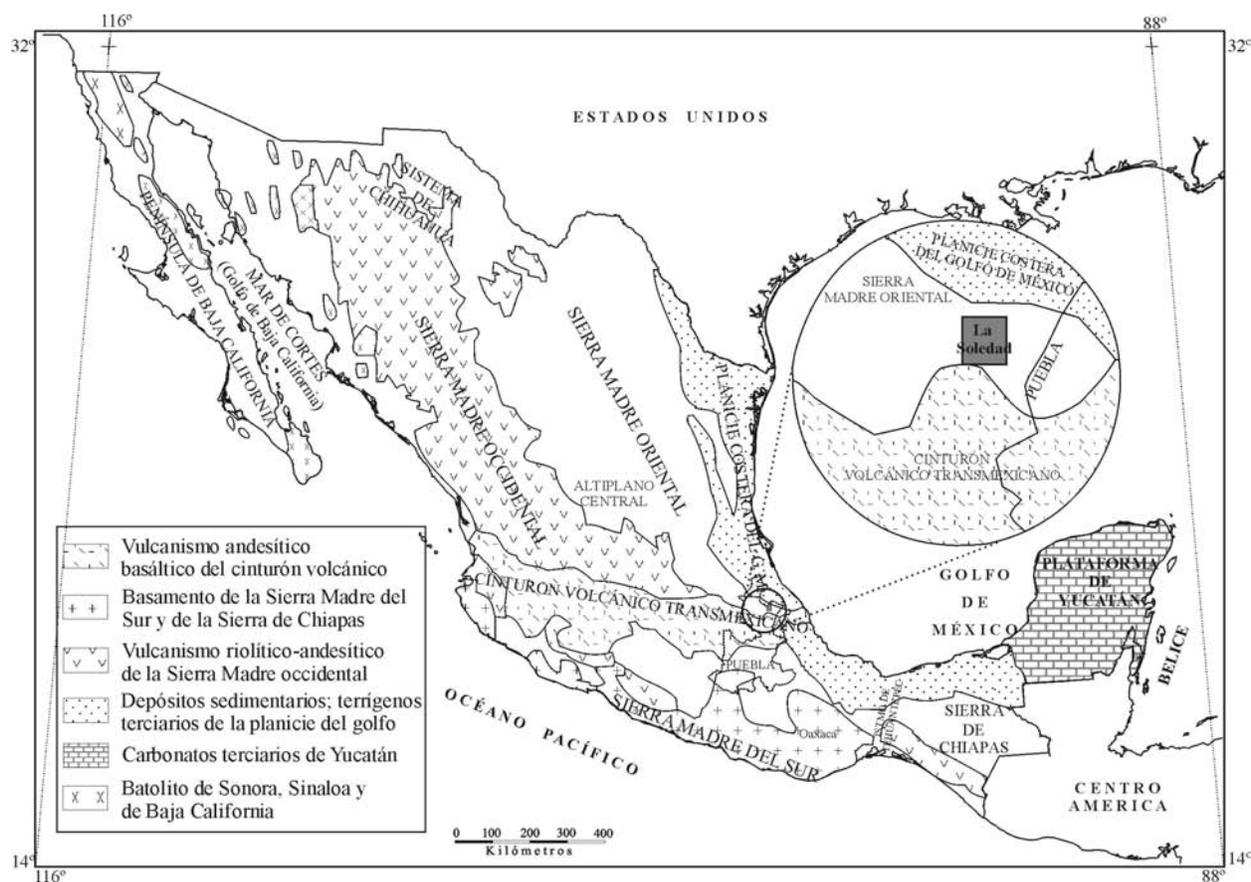


Figura I.1. Localización de la región La Soledad dentro de las provincias fisiográficas principales de México (tomado de Hernández-Madrigal *et al.*, 2007 y modificado por Ochoa-Tejeda).

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cadena montañosa de aproximadamente 1.350 kilómetros de longitud, 80 Km. de ancho y altitudes comprendidas entre los 2000 y 3000 msnm (López-Ramos, 1979). Se extiende desde el sur del Río Bravo y se dispone paralela al Golfo de México

hasta unirse con el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). La SMO atraviesa los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Tlaxcala, entre otros.

La SMO se originó por el plegamiento de rocas sedimentarias de origen marino, durante el Eoceno en el desarrollo de la orogenia Laramide. Está constituida por un basamento heterogéneo y una secuencia sedimentaria plegada que va desde el Jurásico Inferior al Eoceno Superior, de facies que van de continentales (Formación Cahuasas) a mixtas marinas (Formación Molango); está cubierta por derrames y depósitos volcánicos recientes, además de cuerpos intrusivos y sus respectivos metamorfismos de contacto. Corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se extiende desde el noroeste de Torreón (estado de Coahuila) hasta el Cinturón Volcánico Transmexicano pasando por Monterrey (estado de Nuevo León) con una orientación W-E y el sureste de Teziutlán, (estado de Puebla) donde presenta una orientación NW-SE (Hernández-Mena, 2008).

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) es un arco volcánico continental reciente que cruza México desde el océano Pacífico hasta el Golfo de México; es un sistema de fisuras corticales por donde son expulsadas a la superficie rocas volcánicas resultado de la subducción de la Placa de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de Norteamérica. Su edad va desde el Oligoceno Tardío al Holoceno (Pasquarè, *et al.*, 1991) y esta representado por enormes volúmenes de lavas y piroclastos de composición basáltico-andesítica. La actividad del CVT en la zona en estudio esta representada por las formaciones Teziutlán e Ignimbritas Xaltipan; esta última dándole una extensión más importante.

La Sierra Norte de Puebla es una cadena montañosa que constituye el extremo sur de la Sierra Madre Oriental. Tiene una longitud aproximada de 100 kilómetros, con anchuras de hasta 50 kilómetros. Se encuentra al norte del estado de Puebla aunque también se extiende hacia el oriente del estado de Hidalgo. La Sierra Norte de Puebla esta limitada al este por la Planicie Costera del Golfo de México y al oeste y al sur por el Cinturón Volcánico Transmexicano. Tiene un rango de altitudes comprendidas entre los 1000 y 2000 msnm¹. La Sierra Norte está formada

¹ msnm (metros sobre el nivel del mar)

por sierras más o menos individualizadas, paralelas, comprimidas las unas contra las otras, formando pequeñas cadenas intermontanas que aparecen, frecuentemente, escalonadas hacia la costa; el declive septentrional va de la Sierra Norte hacia la llanura costera del Golfo de México y se caracteriza por sus chimeneas volcánicas y lomas aisladas; el declive austral de la Sierra Norte es en descenso hacia los llanos de San Juan. Los picos más importantes de esta sierra son: Las Animas, El Cabezón, Acamalotla, Coatetzin, Punta la Bandera, la Cumbre del Mirador y el cerro Tepequez. Se destacan también, los cerros: Hueytepec y el Jilotépetl.

Como el resto de la Sierra Madre Oriental, la Sierra Norte es producto de un proceso orogénico del Mesozoico. A diferencia de otras partes del estado de Puebla y de la misma SMO, la Sierra Norte posee una alta humedad que favorece la formación de caudalosas corrientes de agua. Estas corrientes constituyen cuencas que desaguan al Golfo de México; entre ellas se encuentran los ríos Necaxa, Tuxpan, Tecolutla, Cazones, Nautla y Apulco.

La ruta que se eligió para llegar a la zona en estudio desde la ciudad de Puebla fue la que pasa por Amozoc, Oriental y Libres hasta llegar a Tlatlauquitepec tomando la desviación en Pexmatlán, hacia Mazatepec; esta carretera pasa por la Unión – Buenavista, Atotocoyan, hasta llegar al puente de la Soledad y la población del Dos. Los poblados que están dentro de la zona en estudio son Atotocoyan, Buenavista, Calatepec, Chicuaco, Cozolexco, Cuacualaxtla, El Dos, La Unión, Macuicuil, Mazatepec, Ocotepc, San Agustín Chagchaltzin, San José Chagchaltzin, Tamalayo, Tehuaco. La zona en estudio se eligió porque es uno de los lugares con mayor incidencia de procesos de remoción en masa en toda la región y también porque se caracteriza por la diversidad de las formaciones geológicas afectadas por estos procesos. La geología de la zona en estudio se describe en el capítulo II.

I.2 HIDROGRAFÍA

El estudio de la red fluvial es importante porque el drenaje es uno de los factores que pueden conducir al análisis de los rasgos geológicos que se registran tanto en las fotografías aéreas como las imágenes de satélite (Guerra-Peña, 1980). Luder (1959) dice que “con excepción de las

formas terrestres, la configuración del drenaje superficial es probablemente, la más segura guía de las condiciones del terreno, que dispone el intérprete fotógrafo”.

El drenaje está determinado y condicionado por factores físicos naturales como el clima, la vegetación, el suelo y las rocas y entre estas últimas, por los derivados de su composición química o mineralógica y de su textura física, su estructura geológica, su tectónica o grado de fracturamiento, entre otros (Guerra-Peña *op cit.*).

El arreglo de la red hidrográfica sirvió para el análisis de los rasgos geológicos, tectónicos o estructurales y geomorfológicos reflejados en las imágenes de satélite; las características morfométricas de la red de drenaje y sus afluentes principales, subrayan la influencia que estos factores tienen en la intensificación o posible atenuación de los procesos de remoción en masa

La zona en estudio presenta principalmente dos subcuencas: las de los ríos Apulco y Xucayucan; el primero atraviesa toda la zona por la parte central de oeste, cruza la presa La Soledad y continúa hacia el noreste para unirse con el río Atexcaco; ésta subcuenca está compuesta por los afluentes principales: Chalchihuapan, Cozolexco, Mina de Guadalupe, Xocoloyaco y Agua Santa. El segundo también atraviesa la zona pero del sur al este con un movimiento de flujo sur-noreste uniéndose con el río Atexcaco, compuesta por los ríos: Teziutanapan, Comalco, Santiago y Tochimpa (figura I.2). El Río Atexcaco confluye aguas abajo con el río Necaxa, para dar origen posteriormente al río Tecolutla que desemboca en el Golfo de México.

De acuerdo con el dibujo en plano, las corrientes fluviales definen una configuración dendrítica y subdendrítica controlado por estructuras disyuntivas en los cauces más largos que están principalmente orientados NNE-SW y NNW-SSE con una componente secundaria E-W. El arreglo de la red fluvial es ortogonal en la parte SE. También es común que este tipo de escurrimientos se emplacen en contactos litológicos.

A simple vista la configuración de la red fluvial pareciera homogénea lo que no corresponde a una zona donde se tiene al menos 2 grupos de rocas sedimentarias y volcánicas. Las dos provincias fisiográficas SMO y CVT tienen diferencias altitudinales muy contrastantes en distancias y se podría decir que el drenaje no lo refleja.

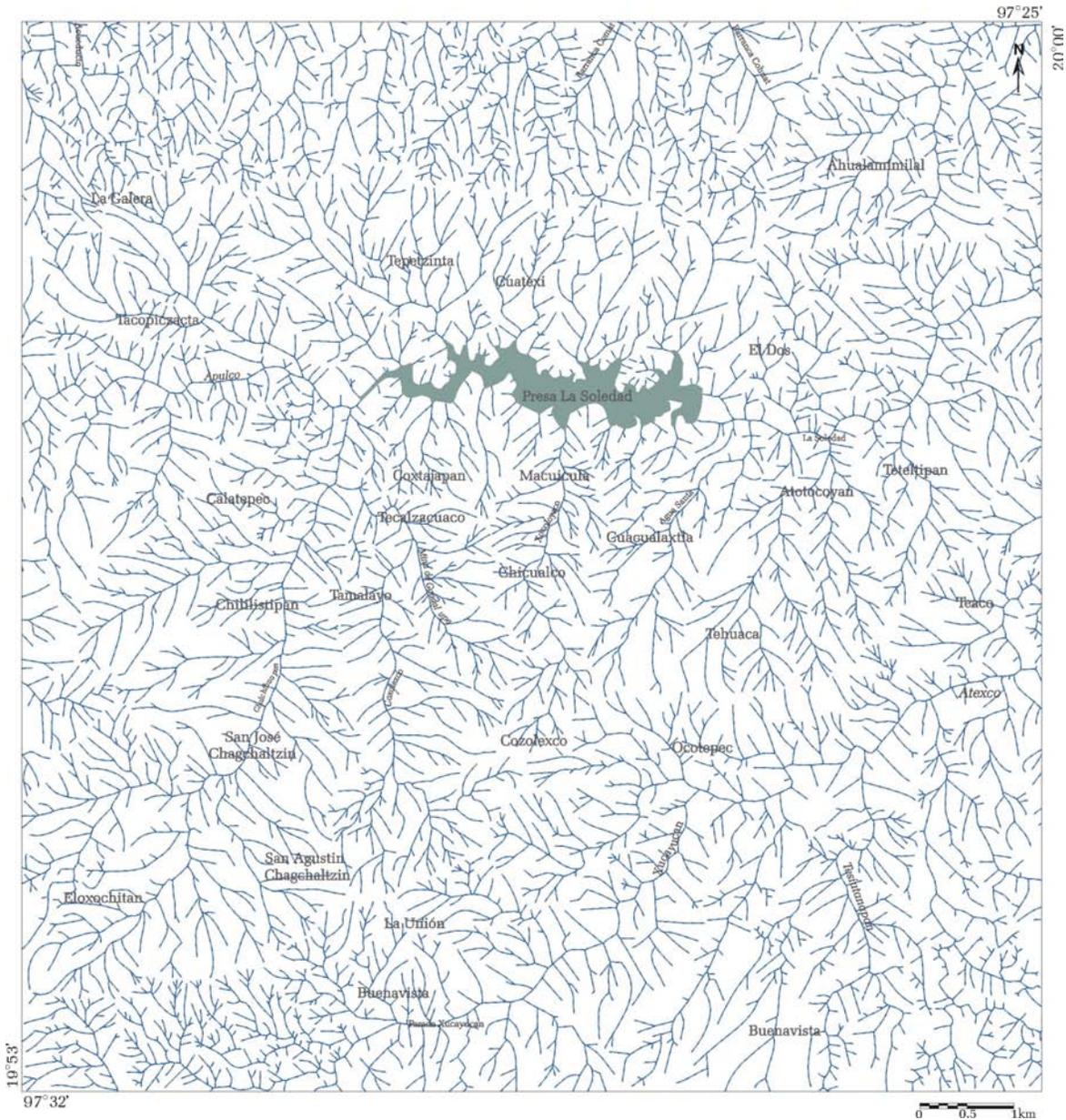


Figura I.2. Mapa de la red fluvial en la zona en estudio. El drenaje se observa muy homogéneo o tiende a serlo; se trata de un dendrítico a subdendrítico controlado por estructuras disyuntivas en los cauces más largos. El arreglo en el sureste es ortogonal.

Esta interpretación depende del dibujo fotointerpretado de la red fluvial y de la escala de observación con la cual se trabaja. Por tal razón, para verificar la identificación y localización de las áreas que tengan entre sí semejanzas o diferencias significativas mediante su delimitación en las imágenes de satélite y ver los detalles de las configuraciones del drenaje, se hicieron cortes representativos en plano de 1 km² para cada formación geológica presente en la zona en estudio (figura I.3).

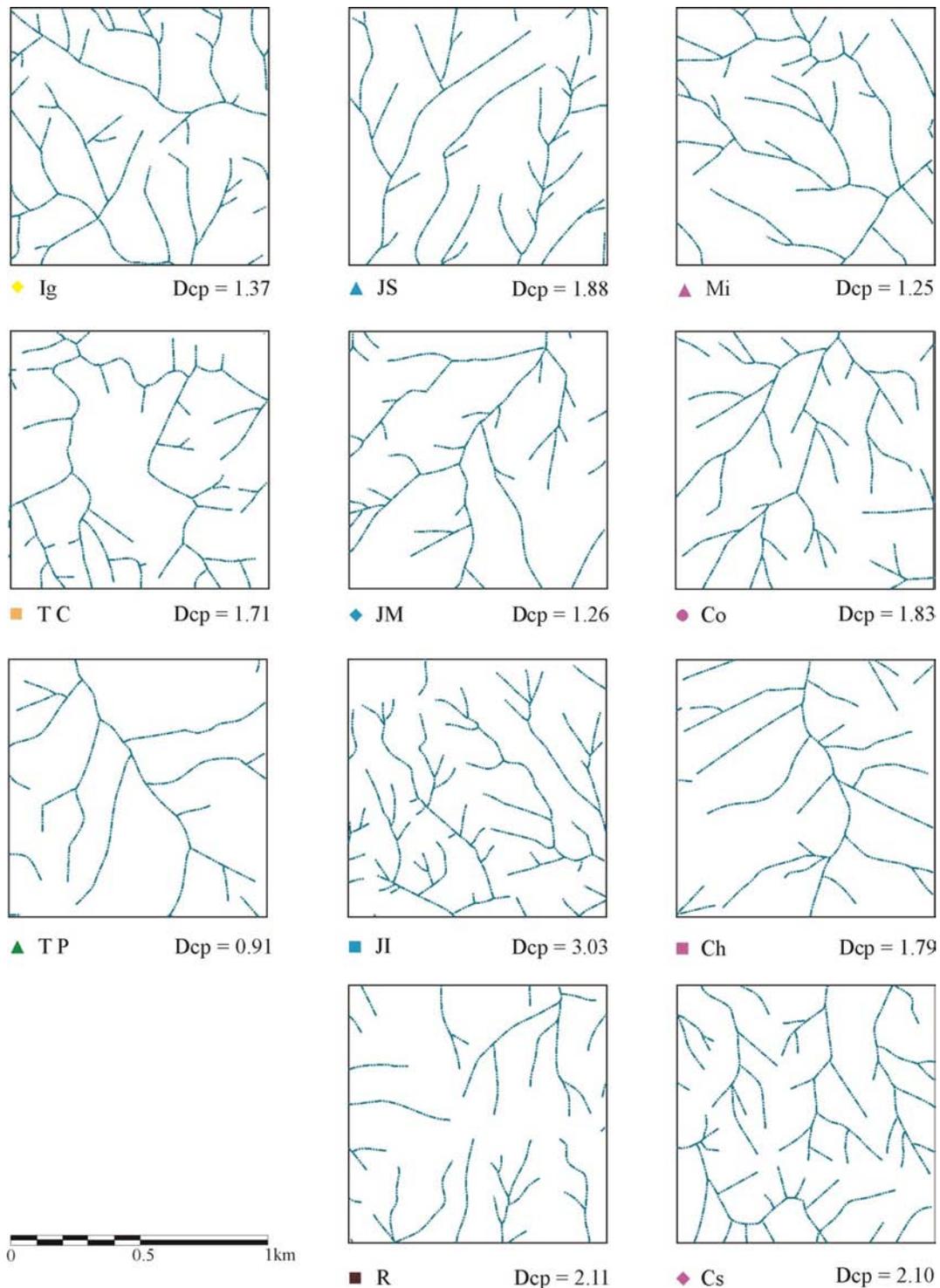


Figura I.3. Densidad de cabeceras (Dcp) de la red fluvial para cada formación geológica. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicucaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).

En cada corte se muestran principalmente los cauces de primer y segundo orden ya que éstos son importantes porque dan información sobre los patrones de drenaje, la susceptibilidad al sustrato, su carácter erosivo, tomando en cuenta los valores de la densidad de cabeceras; además parecen muy relacionados con el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa.

Los cauces de primero y segundo orden, tienen amplia representación, son corrientes estacionales y permanentes que presentan un flujo encauzado. Se disponen muy cerca de los parteaguas y son característicos de las zonas montañosas, en donde la inclinación del terreno determina su carácter erosivo. Otro aspecto que favorece su desarrollo es la susceptibilidad del sustrato a ser transportados por los escurrimientos (Zaragoza-Zuñiga, 2006).

Se determinó la densidad de disección y la dimensión fractal para cada patrón de drenaje. La densidad de disección es la intensidad de erosión de las corrientes fluviales sobre un área (Lugo, 1991). Dicho de otra forma, es la relación que existe entre la longitud L_c de los cauces y la superficie S_t de una celda. El programa *disec3.exe* (Parrot, 2002) calcula directamente dicha relación dentro de una ventana móvil de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$.

En este caso, la densidad de disección Dd es igual a:

$$Dd = (L_c / S_t) \times \xi \quad ()$$

donde la superficie real de la zona de observación es:

$$S_t = \times S_p \text{ (con } N_{pv} = (L_v - 1)^2 \text{)}$$

Lo que significa que: L_c es la longitud del cauce y ξ es un coeficiente de normalización; N_{pv} es el número de píxeles de la superficie cuadrada de observación; S_p es la superficie del píxel y L_v es el valor del lado de la ventana.

Especialmente en el mundo raster existe una relación estrecha entre la densidad de píxeles que trazan la red fluvial y la dimensión fractal de ésta red, porque ella traduce su complejidad pero también su expansión en el espacio.

El cómputo de la dimensión fractal requiere de ventanas que cubran totalmente el área donde se mide la red fluvial. Dentro de los cuadrantes o de la ventana móvil, la técnica del *box counting* (conteo de cajas) se usa para medir la dimensión fractal.

El valor de la dimensión fractal calculada con esta técnica, corresponde al inverso de la pendiente de la gráfica $\log C_l$ vs $\log C$, donde C es el tamaño de las celdas y C_l el número total de celdas llenas por un tamaño C . Con la finalidad de comparar los resultados de la medida de la red fluvial se reportó en una gráfica la densidad de disección vs la dimensión fractal.

Existe una relación entre la densidad de disección y la dimensión fractal; sin embargo se registran diferencias que traducen la complejidad del dibujo de la red fluvial para cada unidad geológica; es decir que para una misma densidad de disección se registran valores diferentes de dimensión fractal (figura I.4.).

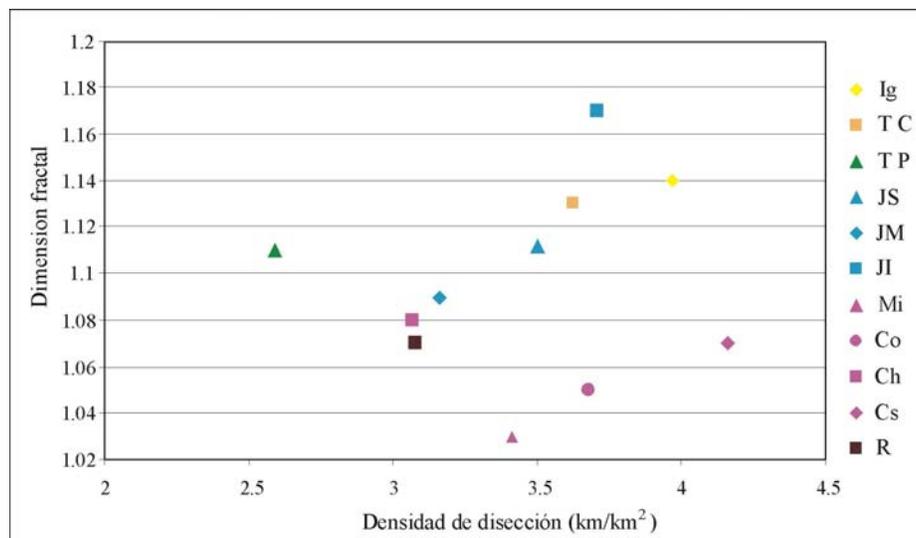


Figura I.4. Grafica densidad de disección vs dimensión fractal. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicuaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).

También se utilizó el método geomorfométrico de densidad de cabeceras para considerar los procesos erosivos del pasado y la actualidad. Este método consiste en determinar el número de cabeceras de las configuraciones relacionadas con una unidad geológica, cada una de las cuales corresponde a una localidad de erosión remontante reciente.

La densidad de cabeceras (D_{cp}) se deduce a partir de la siguiente ecuación:

$$Dcp = [(Nc/L) \times 100] \times [L/MaxL] = (Nc/MaxL) \times 100$$

donde Nc es el número de cabeceras dentro de una ventana de observación; L es la longitud de la red fluvial en la misma ventana y $MaxL$ es la longitud máxima encontrada en todas las imágenes de patrones de drenaje.

$MaxL$ asegura la ponderación que permite comparar todas las medidas de Nc/L , dentro de toda la zona en estudio.

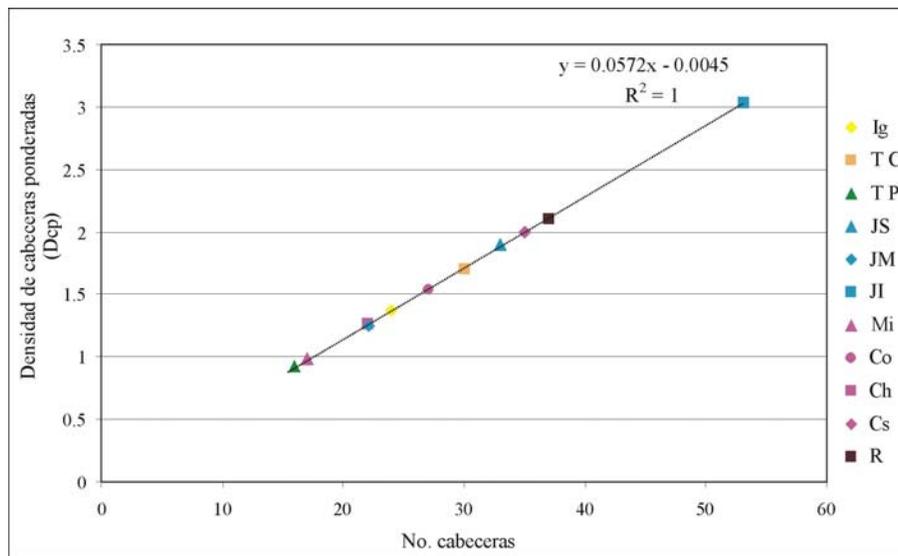


Figura I.5. Gráficas número de cabeceras vs densidad de cabeceras ponderadas. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicuaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).

Los resultados se muestran en la figura I.5. Lo que significa que utilizando la ponderación todos los patrones de drenaje representados en los cortes en plano para cada unidad geológica se ubican sobre una línea recta con un $R^2 = 1$. La posición de los puntos corresponde a las características de cada configuración de la red; por ejemplo el Jurásico Inferior presenta un patrón dendrítico y tiene el valor más alto de densidad de cabeceras ($Dcp = 3.03$); por el contrario las Tobas del Plioceno presentan un patrón de drenaje subdendrítico con un valor bajo de 0.91.

El mismo tratamiento se hizo en la imagen de toda la zona en estudio y se utilizaron dos ventanas móviles de 1.2×1.2 km y de 1×1 km utilizando el programa *cabeceras.exe* (Parrot, 2008). El diagrama bidimensional (figura I.6), muestra que la percepción de la configuración de la red fluvial depende de la escala de observación. Para una ventana de 1.2×1.2 km se obtuvo una curva casi gaussiana que encubre las diferencias entre los diferentes patrones de drenaje; por el contrario, con una ventana de 1×1 km se observan que existen por lo menos cuatro tipos diferentes de configuraciones de drenaje: 3 grupos principales con un D_{cp} respectivo de 0.7, 1.2 y 1.4; el cuarto grupo no es tan representativo para esta ventana de observación y tiene un valor de D_{cp} de 2.1.

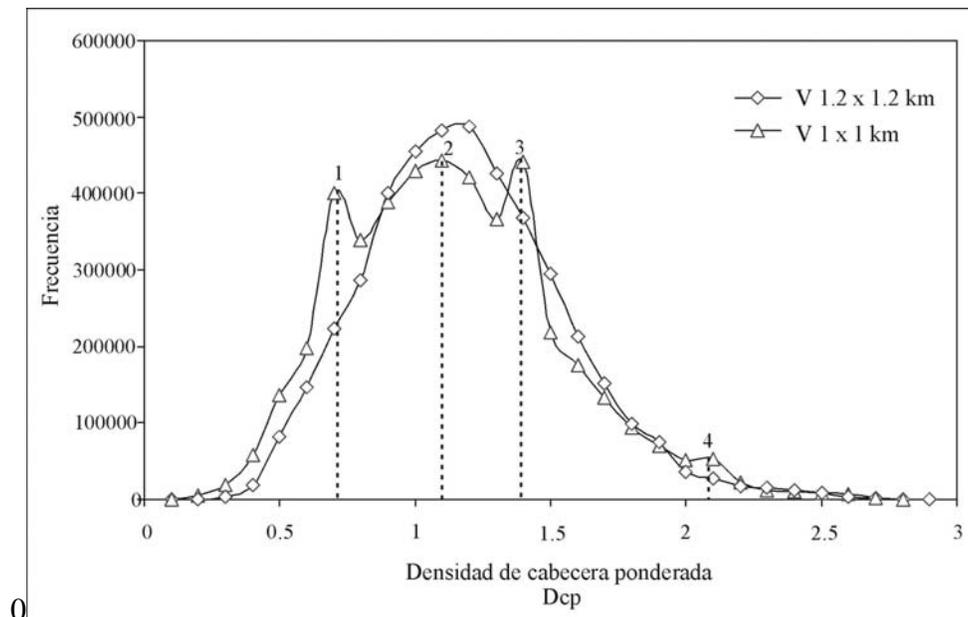


Figura I.6. Diagrama bidimensional de la frecuencia de la densidad de cabeceras ponderada en toda la zona en estudio en dos ventanas de observación.

Se utilizaron los valores de D_{cp} y el valor de la pendiente para generar un mapa en donde se determinaron las zonas donde la inclinación del terreno determina el carácter erosivo de los cauces fluviales de primero y segundo orden.

En principio, toda cabecera fluvial tiene su origen en un proceso gravitacional y su nacimiento puede deberse a la remoción por caída o deslizamiento de material rocoso con volumen de un metro cúbico a miles de m^3 . Una vez formada la cabecera, el proceso de crecimiento laderas

arriba, y en anchura y profundidad, es continuo (Parrot, 2007). Por esta razón, la cuantificación realizada expresa el desarrollo de estos procesos, principalmente en un tiempo breve del orden de hasta algunos miles de años (en el Holoceno), ya que se trata de los cauces fluviales de primer orden (métodos de Horton, 1945 y Strahler, 1952), de escasa longitud y corte vertical somero por erosión (Lugo *et al.*, 2005).

En el mapa de las zonas donde la inclinación del terreno determina el carácter erosivo de los cauces fluviales de primero y segundo orden (figura I.7), se observa que en las porciones SW, y NW de la zona en estudio, los valores de Dcp (3.08 con una ventana móvil de 1km^2) son muy altos en tres rangos de pendiente [$>31^\circ$ (rojo), $30^\circ\text{-}16^\circ$ (naranja), $15^\circ\text{-}1^\circ$ (amarillo)] presentando una configuración dendrítica y corresponden a las formaciones del Jurásico Superior e Inferior; aunque hay dos pequeñas porciones al centro-W y norte de la presa que corresponden a los gneises del complejo milonítico la Soledad. En tonos verdes se presentan los valores altos de Dcp con los mismos tres rangos de pendiente [$>31^\circ$ (verde fuerte), $30^\circ\text{-}16^\circ$ (verde), $15^\circ\text{-}1^\circ$ (verde claro)] y se localizan principalmente al N en la formación del Jurásico Superior y tobas del Cuaternario, al centro alrededor de la presa en donde se encuentran las Ignimbritas Xaltipan y el complejo milonítico la Soledad y al SW.

Los tonos azules [$>31^\circ$ (azul oscuro), $30^\circ\text{-}16^\circ$ (azul), $15^\circ\text{-}1^\circ$ (azul claro)] que corresponden a un Dcp medio, se difunden en casi toda la zona. El azul oscuro se relaciona con las crestas montañosas de casi todas las formaciones geológicas donde el patrón de drenaje es principalmente lineal; las zonas con pendiente media y débil se encuentran sobre todo en las formaciones metamórficas donde la configuración es suddendrítica. Las porciones en tonos cafés, son las de Dcp bajo, los tonos más oscuros corresponden a áreas escarpadas y los más claros a terrenos con pendiente débil presentando al SE en depósitos de tobas del Cuaternario un patrón de drenaje paralelo, cauces extensos y escasos.

También se midió el número de cabeceras dentro de una ventana móvil de 1 km^2 , de lo que resultan un valor mínimo de 3 cabeceras/ km^2 y un máximo de 62/ km^2 ; tomando en cuenta la resolución de la imagen de la red fluvial con tamaño del píxel a 5m, éste valor de 62

cabeceras/km² corresponde al máximo de 13 cabeceras/ km² obtenido por Lugo *et al.* (2005), a partir de un mapa a la escala de 1:50 000.

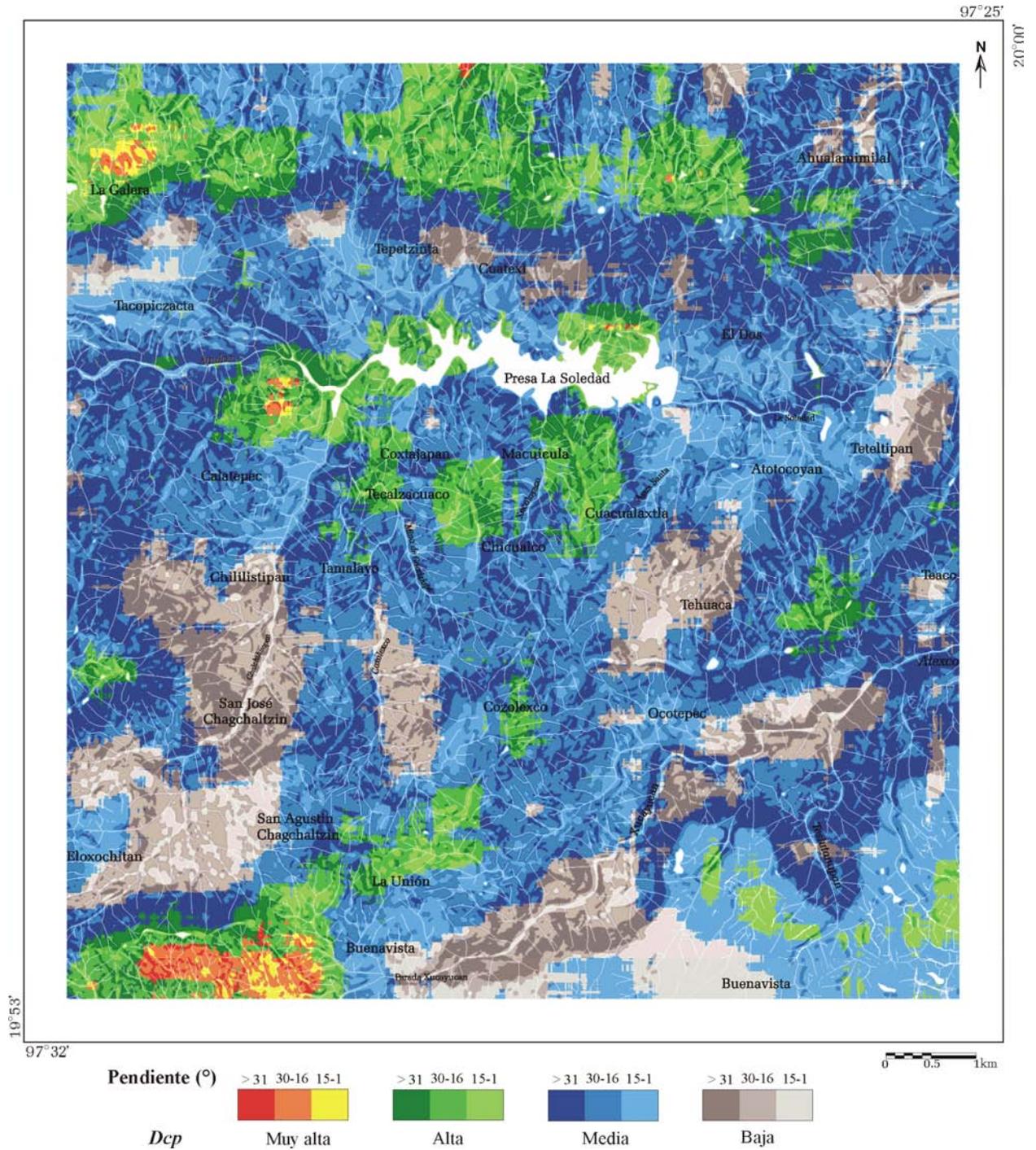


Figura I.7. Mapa de la relación densidad de cabeceras ponderada (*Dcp*) y pendiente en La Soledad.

I.3 CONDICIONES CLIMÁTICAS

I.3.1 CLIMA

El clima interviene tanto en los procesos condicionantes como desencadenantes de los movimientos de remoción en masa; una de las causas del intemperismo de las rocas que originan la formación de los suelos residuales, además de brindar los elementos para que actúen los agentes de la erosión, principalmente el agua.

Los procesos de remoción en masa están asociados con mayor frecuencia a zonas con clima cálido húmedo y subhúmedo, en segundo término a zonas templadas, y finalmente a las zonas áridas (Herrera-Castañeda, 2002).

En la Sierra Norte de Puebla existen diferentes tipos de climas y están en relación con el relieve ya que pequeños valles y cuencas conforman su mesoclima. Las variantes van de tropical subhúmedo, hasta templado semiárido, además su distribución sigue la línea de desplazamiento de humedad desde el Golfo de México hacia el continente. En la tabla I.1 se presentan los tipos climáticos.

Tabla I.1. Climas de la región Sierra Norte de Puebla (Galván, (1998).

Tipo y subtipo	Simbología
Cálido húmedo con abundantes lluvias en verano	Am
Cálido subhúmedo con lluvias en verano	A(w)
Semicálido subhúmedo con lluvias en verano	A(C) w
Templado húmedo con abundantes lluvias en verano	C(m)
Templado subhúmedo con lluvias en verano	C(w)
Semiárido cálido	BS1(h)
Semiárido semicálido	BSh
Semiárido templado	BS1k

I.3.2 PRECIPITACIÓN

La lluvia es junto con la temperatura, el elemento climático que de manera más directa influye en la configuración del medio natural. En particular es uno de los principales factores que afecta la estabilidad de laderas. Numerosos procesos de remoción en masa ocurren durante o después de

los periodos de lluvia. Además las áreas donde se registra mayor precipitación anual presentan mayores problemas de estabilidad debido entre otras razones, a la existencia de caudales de flujo subterráneo y materiales más meteorizados que tienen incidencia en las propiedades geomecánicas del terreno.

Tomando como referencia el mapa de “precipitación total anual” para todo el territorio mexicano escala 1:1 000 000 (García en CONABIO, 1998), la precipitación en el área en estudio va de 2000 a 4500 mm (figura I.8). El trazo de isoyetas se realizó tomando en cuenta el relieve, la dirección principal del viento y los efectos de barrera montañosa como son: el efecto de sombra pluviométrica, el de embalse y el descenso y ascenso orográfico.

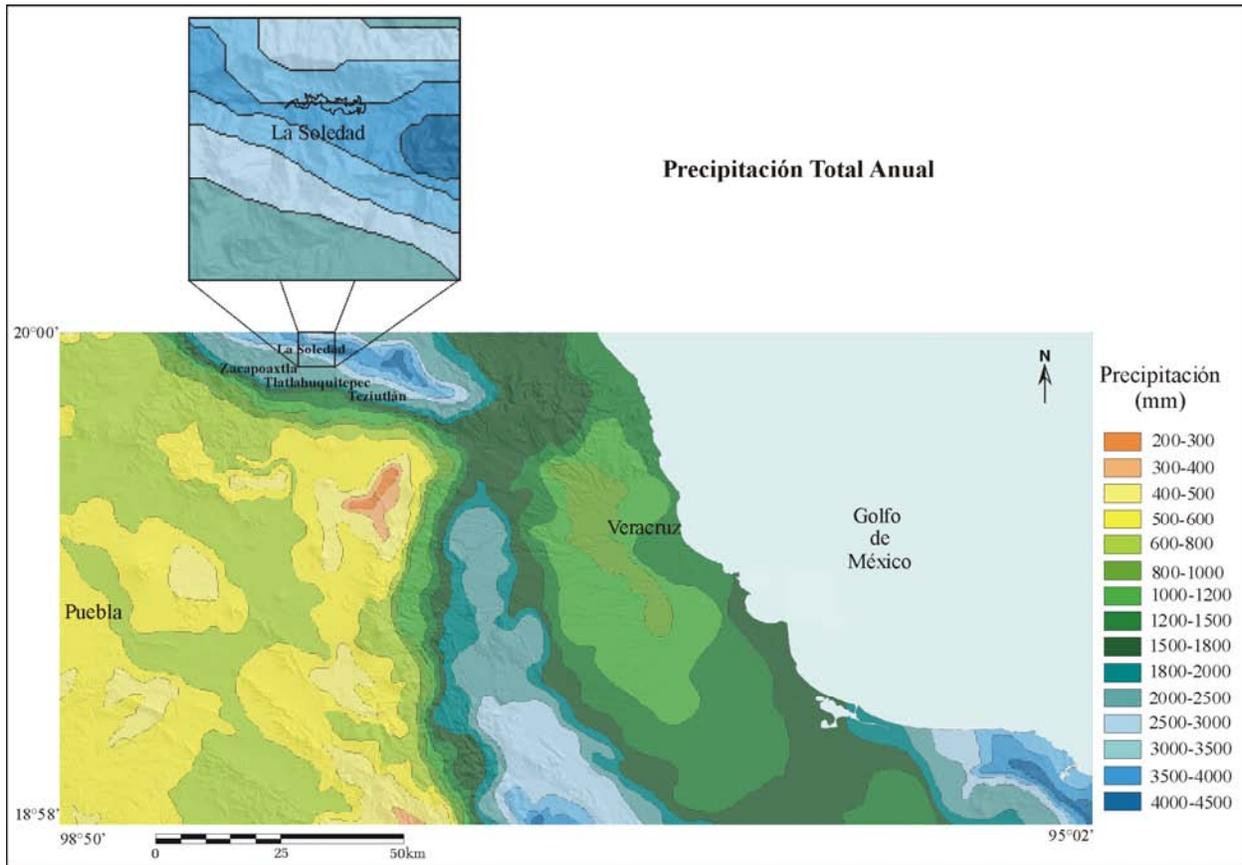


Figura I.8. Mapa de Precipitación Total Anual sobrepuestos al MDT sombreado. En la construcción de las isoyetas quedaron como líneas maestras las de 50, 100, 200, 400, 600, 1000, 1500, 2000, 3000 y 4000 mm y como intermedias las de 300, 500, 800, 1200, 1800, 2500, 3500, y 4500 mm anuales. Lo anterior considerando que la precipitación aumenta en proporción geométrica. (Tomado de García, E. en CONABIO, 1998).

El efecto de lluvia depende fundamentalmente de la intensidad, duración y distribución de la tormenta. Manzani y Rabuffetti (2003) indican que el umbral de precipitación para que se presenten deslizamientos superficiales en laderas constituidas por suelos detríticos y coluviales, depende de la inclinación del talud, de la filtración y de la pérdida de cohesión aparente.

En la tabla I.2 se indican los umbrales de precipitación que han desencadenado movimientos de ladera en varias partes del mundo

Tabla I.2. Umbrales de precipitación para desencadenamiento de movimientos de laderas. Tomada de González *et al.* (2002)

Tipo de movimiento	País	Intensidad Horaria (1h)	Intensidad Diaria (1d)	Precipitación acumulada
Flujos de lodo y tierra	Hong Kong	>40	>50 mm >100 mm	>50 mm (15 días)
	Japón		>125 mm	>182 mm (2 días)
	Italia(Toscana)		88 mm	260 mm 815 días) 325 mm (30 días)
	Brasil	60 mm	>125	0.4 pp anual >675 mm (3 días) 400 mm (12 horas)
	México (Acapulco)			
Flujo de derrubios	EE.UU. (California)			>250 mm(3 días)
	España	213 mm		52 mm durante el evento
	Japón	20 mm		10-150 mm en el evento
	EE.UU. (California)			>180 mm en el evento
	Italia (Toscana)		143-153 mm	290-400 (15 días) 360-450 (30 días)
	Francia			>300 mm (60 días)
	España		205 mm	>500mm (3 días) 476 mm (2 días)
	España	> 60 mm clima atlántico	>150 mm atlántico	300mm (clima mediterráneo)
			>180 mm mediterráneo	
	Reactivación o aceleración de movimientos Diversos tipos de Movimientos	Italia		
Francia				300 mm (90 días)
España				>250 mm (90 días)
España				320 mm (15 días)

En los años 1999 y 2005 gran parte del territorio mexicano recibió fuertes precipitaciones pluviales originadas por las depresiones tropicales N° 11 y 14 en el año 1999; la depresión tropical N° 20 que se convirtió después en huracán “Stan” y posteriormente en la onda tropical N° 40 en el año 2005; los dos eventos causaron serios daños e inundaciones en diferentes ciudades en este país. En las regiones montañosas como es el caso de la Sierra Norte de Puebla, se vio afectada por lluvias intensas originadas por huracanes y tormentas tropicales procedentes del Golfo de México.

A continuación se presentan las características de las perturbaciones tropicales que ocasionaron las precipitaciones torrenciales de 1999 y 2005 que desencadenaron cientos de procesos de remoción en masa.

1.3.2.1 Precipitación en 1999

Los primeros días de octubre 1999 se formó frente a las costas del Sur de Veracruz la depresión tropical número 11, la cual, aún sin entrar a tierra, favoreció la entrada de humedad hacia el interior del país y se mantuvo semiestacionaria durante tres días que duró su trayectoria, frenada por el frente frío número 5 proveniente del noreste de México, y por la influencia de humedad aportada por el Pacífico y Golfo de México. Este fenómeno generó una gran cantidad de vapor de agua que finalmente ocasionó importantes precipitaciones (SMN-CONAGUA, 2008).

Tabla I.3. Valores de precipitación media anual y de tres días en cuatro poblaciones de la Sierra Norte de Puebla. Fuente: Bitrán, 2001.

Población	Precipitación Media anual (mm)	Precipitación del 4 al 6 de octubre de 1999 (mm)
Huachinango	1860	508
Nuevo Necaxa	1100	586
Zacapoaxtla	2205.8	1043.1
Teziutlán	1983.3	712

En septiembre del mismo año hubo lluvias constantes, especialmente la última semana, por lo que conllevó a un grado considerable de saturación en el suelo (Bitrán, 2001). En la tabla I.3 se muestran los valores de precipitación media anual en algunas poblaciones de la Sierra Norte de

Puebla, donde hubo mayor desastre por los procesos de remoción en masa y desbordamiento de ríos.

1.3.2.2 Precipitación en 2005

El 1 de octubre de 2005 se generó la depresión tropical número 20 del océano Atlántico que después se convirtió en huracán *Stan*, fue el sexto ciclón del Atlántico que tocó tierra en la temporada 2005, estableciendo una nueva marca respecto al año 1999, cuando cinco ciclones impactaron directamente en las costas de México (Eslava-Morales, 2006).

El 4 de octubre, las bandas nubosas del huracán *Stan* provocaron lluvias intensas en la Sierra Norte de Puebla que produjeron inundaciones, procesos de remoción en masa y daños materiales. El mayor registro de lluvia puntual en 24 h es de 305 mm en Cuetzalan. Una vez en tierra los remates del ciclón tropical “Stan”, interactuaron con la onda tropical número 40, durante los días 4 al 6 de octubre, los cuales provocaron lluvias intensas de 305 mm en 24 hrs.

En tabla I.4 se muestran los valores de precipitación media anual y precipitación acumulada en algunas poblaciones de la Sierra Norte de Puebla en 2005.

Tabla I.4. Valores de precipitación media anual y acumulada en la Sierra Norte de Puebla. Fuente: SMN-CONAGUA (2008).

Población	Precipitación Media anual (mm)	Precipitación del 1 al 6 de octubre de 2005 (mm)	% de lluvia en octubre de 2005
Huauchinango	1860	267	14.3
Nuevo Necaxa	1100	328.9	29.9
Zacapoaxtla	1398.7	785	49.9
Teziutlán	1684	473.5	18.4
P. La Soledad	3345.1	302.6	9.0
Cuetzalan	4162.8	1130.8	21.5

La lluvia acumulada durante los días 1 al 6 de octubre en la Sierra Norte de Puebla, alcanzó los 800 mm el 71 % se registró en el mes de octubre de ese año en Cuetzalan, se produjo saturación del suelo y escurrimientos que desencadenaron los procesos de remoción en masa. También, las lluvias indujeron que algunos ríos y arroyos se desbordaran y ocasionaran daños a la población,

como es la afectación en viviendas por las inundaciones. Los daños más severos provocados por el fenómeno fueron a las carreteras y caminos (Eslava-Morales, 2006).

Finalmente en la tabla I.5, se dan las características de los ciclones tropicales que afectaron la Sierra Norte en 1999 y 2005 (SMN-CONAGUA, 2008).

Tabla I.5. Ciclones tropicales que afectaron a la Sierra Norte de Puebla en los años 1999 y 2005.

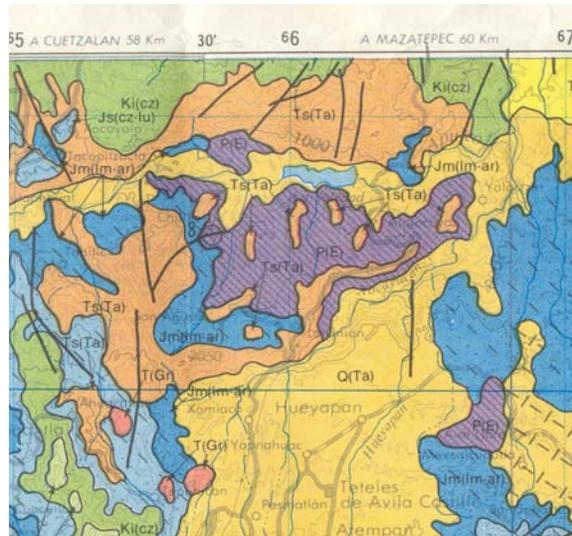
Nombre	Categoría	Fechas	Vientos máx. Km/h	Presión mín. hPa	Duración Horas	Recorrido Km
DT 11	Depresión	04-06 oct. 1999	55	1002	48	457
STAN	Huracán	1- 5 Oct. 2005	130	979	96	1545

I.4 MATERIALES Y METODOS

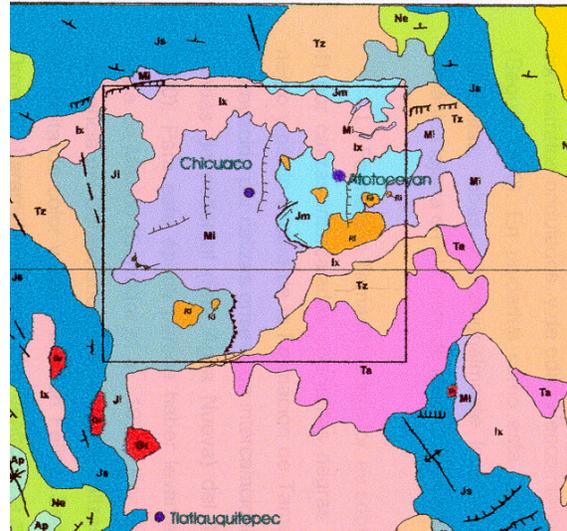
Para la realización de este trabajo de investigación se recurrió a diferentes fuentes de información como: mapas topográficos y geológicos, imágenes de satélite de alta resolución, modelo digital de terreno (MDT) con resolución de 5 metros. También se realizaron salidas al terreno para la obtención de datos haciendo medidas *in situ* y comprobación de la información obtenida con el tratamiento de las imágenes de satélite.

I.4.1 CARTOGRAFÍA

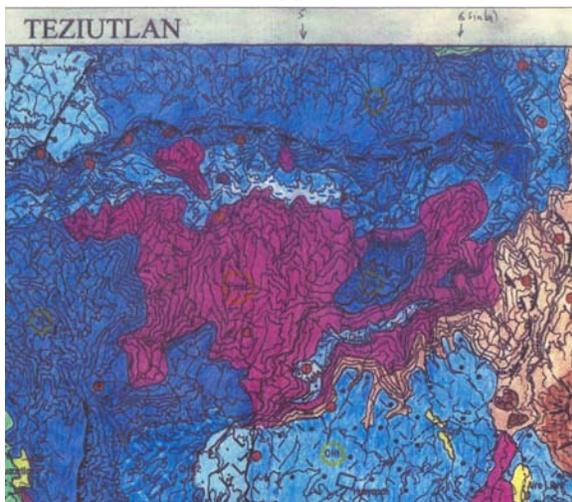
Para la reinterpretación del mapa geológico del área en estudio se utilizaron las curvas de nivel y la carta topográfica de Teziutlán, escala 1:50 000 de INEGI (1999, antes del evento meteorológico que provocó los procesos de remoción en masa) para generar el MDT; la carta geológica de Veracruz de escala 1:250 000 de INEGI (1988) (figura I.9A); el mapa geológico regional de Atexcaco Puebla, escala 1:50 000 (modificado por Segura, 1990) (figura I.9B); el mapa geológico de Teziutlán, Puebla, de la C. F. E., escala 1:50 000 (Mooser, 2000, inédito) (figura I.9C) y el mapa geológico del macizo de Teziutlán, escala 1:25 000 (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002) (figura I.9D).



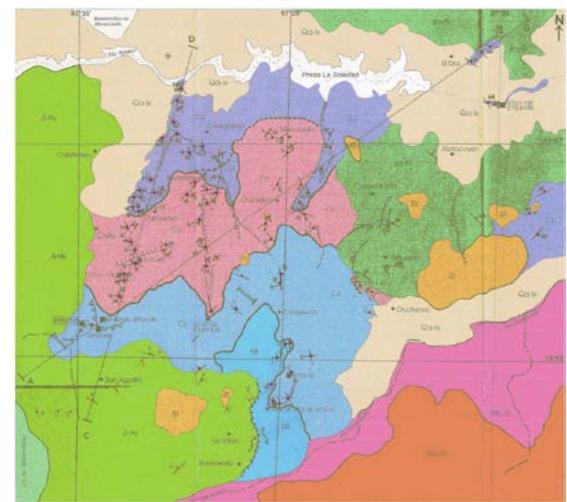
A



B



C



D

Figura I.9. Mapas geológicos utilizados para la reinterpretación. A. Corte del mapa de INEGI (1988); B. Corte del mapa de Segura (1990), C. Corte del mapa de Mooser (2000, inédito); D. Mapa de Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002).

1.4.2 IMÁGENES IKONOS-2

El 24 de septiembre de 1999 IKONOS-2 es puesto en órbita y es el primer satélite comercial con precisión submétrica: 82 centímetros de tamaño nominal de píxel en pancromático. Su capacidad multispectral es de 4 metros de tamaño de píxel y tiene 4 bandas: rojo, verde, azul e infrarrojo cercano. Las propiedades espectrales de las imágenes IKONOS 2 son: una banda pancromática (0.45 - 0.90 μ) con resolución espacial de 1 m, cuatro bandas multispectrales, de las cuales tres

bandas son del visible (azul 0.45 - 0.52 μ , verde 0.52 - 0.60 μ y rojo 0.63 - 0.69 μ) y una banda del infrarrojo (0.76 - 0.90 μ), dichas banda tiene una resolución espacial de 4 m.

La resolución temporal de todas las bandas es de 1.5 días, la resolución radiométrica es de 1m por píxel, el rango de la dinámica es de 11 bits lo que permite trabajar con paletas de 2048 tonos reales de gris; es decir que las imágenes IKONOS tienen ocho veces más información que las imágenes tradicionales de 8 bits por píxel como las imágenes Landsat ETM+ o SPOT. Para la interpretación visual y cuantitativa las imágenes de 8 bits son una buena ayuda ya que el ojo humano no es capaz de distinguir más tonos. Por lo tanto, las imágenes de 11 bits en estudios temáticos se convierte en una ventaja fundamental (Gutiérrez y Moreno, 2000).

El área que tienen las imágenes de satélite por cada escena de toma es de 13 \times 13 km, la altitud del sensor es de 681 km y la escala de representación para las imágenes del visible e infrarroja es de 1:20 000 y para la imagen pancromática es de 1:10 000. Las imágenes originales fueron recortadas a un tamaño de 2270 columnas y 2374 líneas y también estas imágenes se rotaron 180° (ver las figuras I.10A, B C y D) con respecto al Norte ya que por la posición del Sol en estas latitudes producen un efecto visual inverso del relieve. Las imágenes utilizadas en el presente trabajo fueron obtenidas en diciembre de 2000, es decir después del evento meteorológico que provocó los procesos de remoción en masa.

Cada banda IKONOS² muestra un valor de reflectividad, que es la capacidad de la superficie terrestre de reflejar radiación en determinadas secciones del espectro. Esta capacidad depende de una serie de parámetros físicos. Uno de los objetivos del estudio de las imágenes de satélite es precisamente la estimación de estos parámetros físicos a partir de la reflectancia (Gilabert *et al.*, 1997). Es decir, cuando la radiación solar incide sobre un material, una parte de la misma se refleja en la parte más superficial del mismo y el resto se propaga por su interior. Allí, parte es absorbida y el resto sufre un proceso de dispersión en todas direcciones, de tal modo que parte de la energía dispersada emerge del material por la misma superficie por la que penetró, se suma así a la radiación reflejada por el material y junto con la irradiancia permite definir la reflectividad

²Un mayor detalle en Ochoa-Tejeda (2004).

con la longitud de onda λ , juntamente con el hecho de que la reflectancia espectral está íntimamente relacionada con la naturaleza del material (rasgos de absorción en función de los constituyentes químicos de los materiales) hace posible el reconocimiento de materiales en sensoria remota (Gilabert *et al.*, *op cit.*).

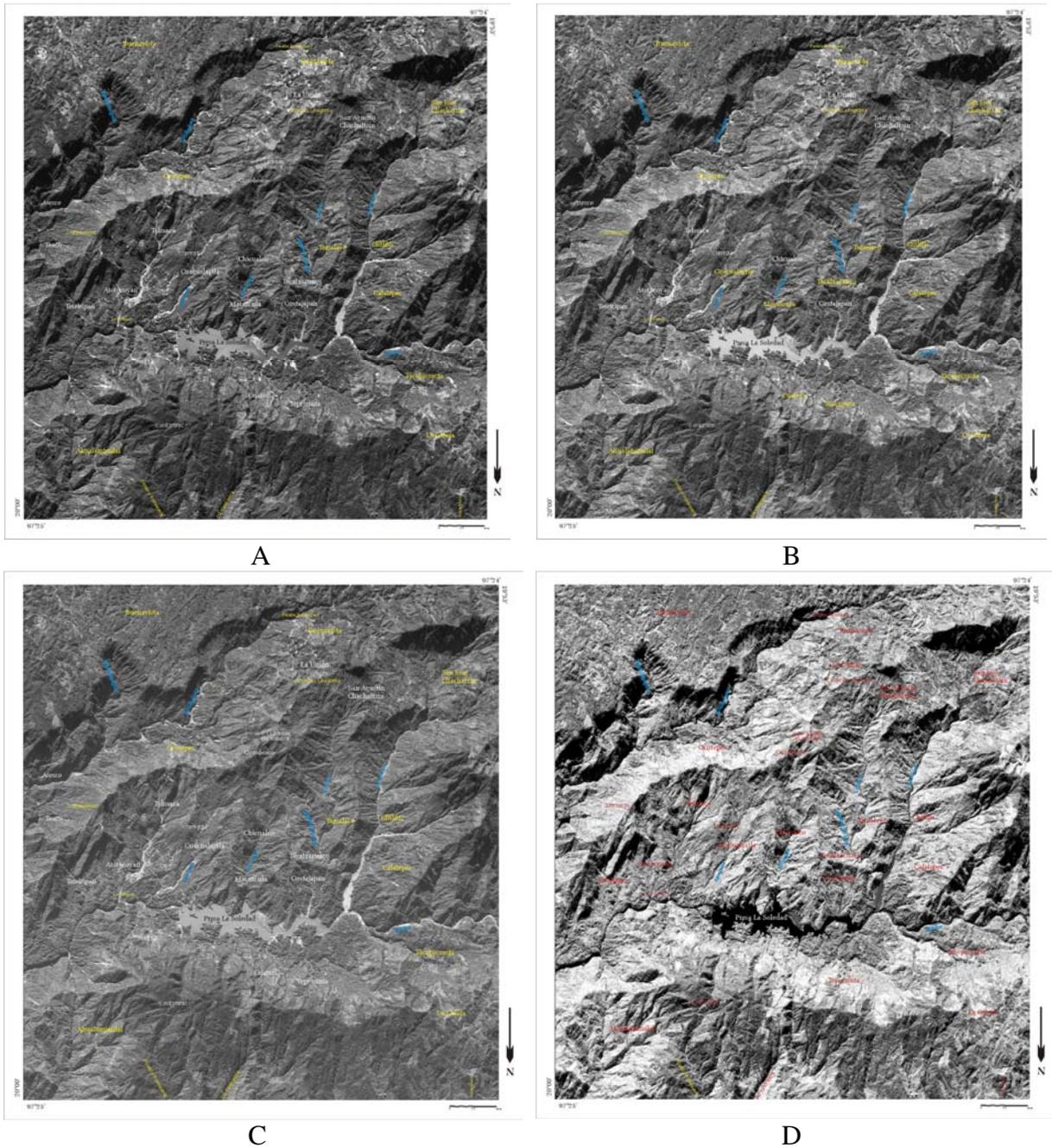


Figura I.10. Imágenes de satélite IKONOS. A. Banda 1 o azul; B. Banda 2 o verde, C. Banda 3 o rojo; Banda 4 o infrarrojo.

Al ser este tipo de absorción un proceso que está cuantificado, dichos rangos se localizan en longitudes de ondas concretas, dependiendo de la presencia de determinados componentes en el material, y la intensidad de los mismos se relaciona de forma directa con la cantidad de dicho componente (Baret, 1995); por ejemplo, los rasgos que son consecuencia de transiciones electrónicas (como los debidos a la presencia de óxidos de hierro o a la presencia de clorofila) se localizan en la región visible del espectro, mientras que los debidos a transiciones de tipo rotacional (como los iones de OH⁻) se producen en la zona del infrarrojo cercano (Baret, *op cit.*).

La reflectividad de una superficie puede ser perturbada por acción de factores externos a la misma, entre los que destacan los relacionados con la configuración de la observación y la iluminación, así como la presencia de la propia atmósfera.

Es por tanto, la distinta forma de interactuar la radiación electromagnética con la materia en función de λ la que determina la respuesta espectral de las superficies naturales y posibilita su estudio. Cada material u objeto dependiendo de sus características físicas en un tiempo determinado, tendrán una respuesta espectral o firma espectral diferente como se ilustra en la figura I.11.

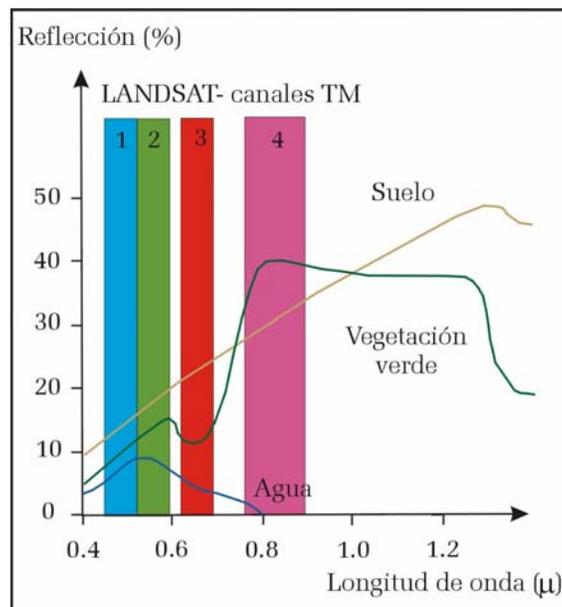


Figura I.11. Representación del comportamiento espectral o firmas espectrales de algunos objetos como agua, vegetación verde y suelo en las imágenes de satélite.

Cuando hay valores altos de reflectancia en la banda 2 o verde quiere decir que se puede distinguir la vegetación vigorosa, en otras palabras, las plantas son de color verde porque reflejan la mayor parte de la energía cuyas longitudes de onda corresponden a este color. La energía cuyas longitudes de onda corresponden al azul y rojo es absorbida por las plantas vigorosas para realizar sus procesos fotosintéticos. Al acercarse el verano algunas plantas disminuyen su actividad fotosintética, lo que trae como consecuencia un aumento en la reflectancia del rojo, la combinación de estos dos colores (rojo + verde) produce tonalidades amarillas. Este tipo de cobertura también presenta una reflectancia muy alta en la región del infrarrojo cercano (0.7 a 1.4 mm). Se ha encontrado que esos valores se reducen cuando las plantas disminuyen su vigor; el sensor debe registrar mediciones en la región del rojo y del infrarrojo cercano; valores bajos del rojo y altos en el infrarrojo indicarán presencia de vegetación, lo contrario indicará la presencia de otro tipo de materiales. Con la banda 1 se detectan cuerpos de agua como presas y lagunas. Con la banda 4 o infrarrojo se pueden extraer información sobre los suelos.

No solo se estudian las bandas por separado, si no que se realizan otros procesos digitales que se aplican a las imágenes como compuestos de colores, cálculo de los índices de reflectancia, clasificación automatizada, entre otros. Lo que se pretende con este proceso es convertir los indicadores de reflectancia presentes en una imagen a un mapa de tipos de cobertura y en esencia se hace uso de los patrones espectrales y del conocimiento del área.

En una imagen de satélite de un metro de resolución espacial, se pueden distinguir objetos que tengan un metro de tamaño en el terreno, siempre que éstos estén apartados unos de otros y tengan características visuales diferentes. Por ejemplo, se observan áreas de cultivo, carreteras, caminos, vegetación, etc., pero no se pueden *ver* personas en forma individual, sólo un gran número de individuos.

Las imágenes IKONOS tienen varias aplicaciones: se utilizan para trabajos urbanos o en áreas pequeñas y que pueden producir cartografía detallada; en agricultura se pueden observar en forma más precisa la salud de los cultivos y estimar rendimientos de cosechas; los científicos logran monitorear áreas ambientalmente sensibles y predecir tendencias, como es el caso de la

deforestación, la degradación de tierras, las áreas de ocurrencia de procesos de remoción en masa, etc.

Los gobernantes pueden planificar, instrumentar y acompañar la aplicación de políticas de ordenamiento territorial, los aseguradores saben medir y mapear los daños causados por desastres naturales, las instituciones recaudadoras consiguen evaluar los impuestos que pueden cobrar en una zona determinada, entre otros.

1.4.3 MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)

Uno de los elementos básicos de cualquier representación digital de la superficie terrestre son los modelos digitales de terreno (MDT). Constituyen la base para un gran número de aplicaciones en ciencias de la Tierra, ambientales e ingenierías de diverso tipo.

El modelo digital del terreno (MDT) es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, como es la cota o altura del terreno. Los MDT son simbólicos pues establecen relaciones de correspondencia con el objeto real mediante algoritmos o formalismos matemáticos que son tratados mediante programas informáticos. Los MDT deben ser estructuras de datos, es decir que tienen un arreglo interno con el cual deben interpretarse dichos datos. También los MDT representan distribuciones espaciales de variables, lo que acota su uso a fenómenos geográficos.

El modelo digital de terreno de la zona elegida cubre en la región La Soledad y los poblados alrededores de Calatepec, Chicuaco, Tepetzinta y Atotocoyan (carta topográfica de Teziutlán, 1:50 000 INEGI, 1999); se creó siguiendo el proceso descrito en el manual *Generación de MDT raster utilizando el Paint shop 4* (Parrot y Ochoa-Tejeda, 2005 y Ochoa-Tejeda, 2004), donde se explica un método para generar MDT, a partir de las curvas de nivel provenientes de mapas topográficos barridos (escaneados).

Una vez dibujadas todas las curvas de nivel³, la imagen se guarda en el formato *.raw* como lo requieren los algoritmos que generan un MDT. Estos programas necesitan un archivo de formato *.txt* que corresponde al archivo descriptivo de la imagen *.raw*.

También se crea una tabla donde se registra la correspondencia entre los valores de tonos de gris y los valores de altitud. El programa *Brod4_mx.exe* (Parrot, 2003a⁴), utiliza esta tabla y la imagen de las curvas dibujadas, para crear un archivo en 4 bytes de las curvas de nivel con sus valores reales de altitud. Es decir, para la creación del MDT se necesita una tabla que establece la correspondencia entre el valor de las curvas de la imagen de 256 tonos de gris y los valores de altitud de cada una; en el presente caso, se definió una escala de valores en decímetros.

Tomando en cuenta esta tabla de correspondencia, el programa *Brod4_mx.exe* va a crear una imagen que tiene la extensión *_c4.raw*. Este archivo, es la base sobre la cual se hacen las interpolaciones multi-direccionales.

Finalmente, con el programa *miel4_mx.exe* (Parrot, 2003b) se genera el MDT (creando un archivo con extensión *_m4.raw*) a partir de la imagen con extensión *_c4.raw*, haciendo una interpolación multidireccional. Estas dos imágenes están codificadas en cuatro bytes (int).

Este formato asegura cualquier diferencia de isometría con un tamaño del píxel que se mide en metros, decímetros o centímetros⁵ (a veces en milímetros) y se crea un MDT de 4 bytes. El algoritmo *miel4_mx.exe* (Parrot, 2003b en Parrot y Ochoa-Tejeda, 2005) trabaja por capas comprendidas entre dos curvas de nivel. Las capas corresponden a zonas cerradas y delimitadas dentro de la imagen. Por cada píxel ubicado en la capa se mide el valor de la distancia mínima (d_i) entre este punto y la curva inferior de altitud A_i y su distancia mínima (d_s) con la curva superior de altitud A_s (figura I.12).

³ Un mayor detalle en Ochoa-Tejeda (2004).

⁴ Las referencias que conciernen a los módulos ejecutables inéditos empleados en esta tesis figuran en cursivas y se reportan en el anexo 2.

⁵ Si se trabaja en zonas con altitudes menores a 6.5 km y con píxeles decimétricos se requiere solamente un formato de 2 bytes. La versión del programa *Newmiel.exe* (Parrot y Taud, 1993) permite generar MDT de 16 bits con extensión *_m2.raw*. Lo hace a partir de una imagen de las curvas de nivel de 32 bits, con extensión *_c2.raw*, generada por el programa *Brod_tab.exe* (Parrot, 1991).

El valor de la altitud A_p del píxel P de coordenada (i,j) es igual a :

$$A_p = A_i + [(A_s - A_i) \times (d_i / d)] \quad \text{donde } d = d_i + d_s.$$

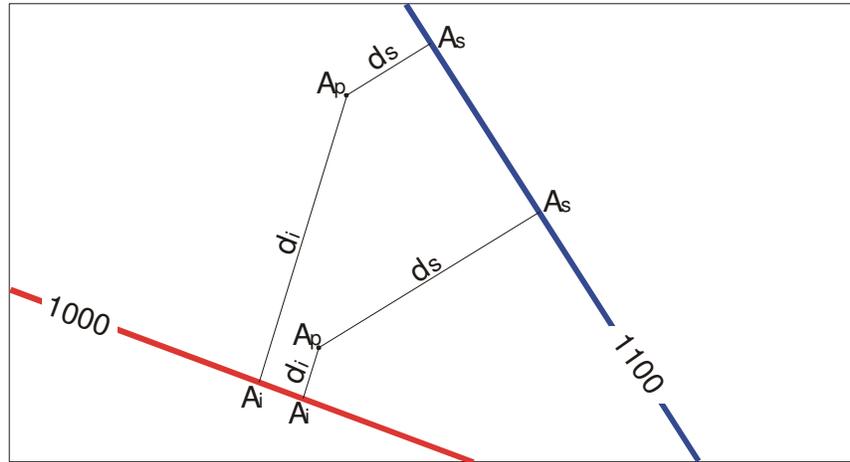


Figura I.12. Ejemplo del cálculo de la interpolación lineal entre dos curvas de nivel 1000 y 1100.

Por otro lado se añaden puntos cotejados en las curvas cerradas para evitar que se generen zonas planas; la interpolación dentro de las curvas cerradas siguen el proceso desarrollado por Taud *et al* (1999). Cabe decir que en el programa *miel4_mx.exe* las zonas planas desaparecen porque este algoritmo hace una interpolación en las zonas que están ubicadas entre dos curvas de altitud diferente, buscando las distancias mínimas que une un punto en estudio y estas dos curvas.

En este caso, para la investigación se creó un MDT de 4 bytes con una precisión isométrica en decímetros y una resolución del tamaño del píxel de 5 m; el tamaño de la imagen es de 2374 líneas por 2270 columnas; la altura mínima es de 3600 decímetros, es decir 360 msnm y la altura máxima de 21200 decímetros (2120 msnm). El MDT obtenido se utilizó en los tratamientos descritos en los siguientes apartados (figura I.13).

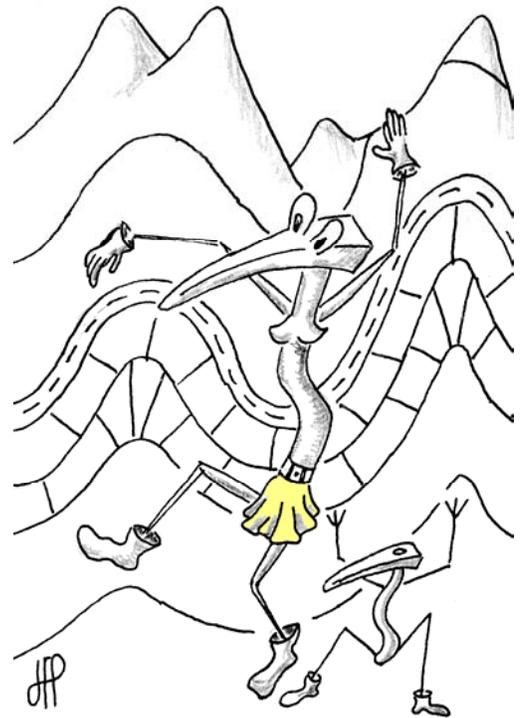
Se necesita aclarar, que todos los tratamientos que originan los parámetros descritos en los siguientes capítulos, se hicieron sobre el MDT de la zona en estudio porque así se pueden comparar sobre la misma región los resultados obtenidos, las diferencias, las similitudes, etc. Sin embargo, no todos los parámetros extraídos serán utilizados en el análisis que se verá en el capítulo V.

Para realizar este trabajo de tesis se eligió la zona presentada en este primer capítulo porque en trabajos anteriores (Ochoa-Tejeda, 2004; Ochoa-Tejeda *et al.*, 2005; Ochoa-Tejeda y Parrot, 2007b) se encontraron relaciones entre las características geológicas y el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa que afectan a menudo la Sierra Norte de Puebla. El interés de esta zona reside en la variedad de las formaciones geológicas que la constituye, la diversidad de los procesos de remoción en masa, así como la naturaleza diversa de los materiales de arrastre. También, la zona en estudio es propensa a lluvias frecuentes y torrenciales como lo ocurrido en los años 1999 y 2005.

Asimismo, como se mencionó en la introducción, se definió la problemática científica de esta investigación que no se centra en los eventos desencadenantes si no en la comprensión de las relaciones estrechas que deben existir entre los procesos de remoción en masa y el sustrato. Por esta razón, en el capítulo siguiente se presentan las características geológicas específicas de la región La Soledad antes de estudiar en detalle en el capítulo III los depósitos inestables relacionados con el sustrato y que representan en la mayoría de los casos el material de arrastre.

Capitulo II

GEOLOGÍA Y RASGOS GEOLÓGICOS



I.1 INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se realizó una recopilación geológica de la región; entre los trabajos recientes realizados sobre aspectos geológicos en la Sierra Norte de Puebla se encuentran: Capra *et al.* (2003a y 2003b) realizan una identificación de los movimientos de ladera y de la naturaleza de los materiales involucrados; Hernández-Madrigal (2005) propone un mapa geológico de la zona de Zacapoaxtla; Lugo *et al.* (2005) clasifican el relieve afectado por la lluvia de 1999 en la Sierra Norte de Puebla y lo asocian con seis unidades geológicas principales que agrupan varias formaciones del Paleozoico al Cuaternario; Capra *et al.* (2006) detallan la importancia del factor geológico dentro de los PRM de la Sierra Norte de Puebla, tomando como ejemplo el deslizamiento ocurrido en Tomomoxtla; Hernández-Madrigal *et al.* (2007) hacen un estudio geológico para entender los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla, Puebla.

En particular, los estudios que se han hecho en la zona en estudio son el de Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002), los cuales, hicieron un estudio sobre la geología, geoquímica y geología estructural de las rocas del basamento del macizo de Teziutlán. Proponen un mapa geológico de la zona de la presa La Soledad y definen dos unidades litodérmicas: el complejo milonítico La Soledad y Xucayucan, este último se divide en tres subunidades (El Mirador, Cozolexco y Chicuaco), y el de Ochoa-Tejeda (2004) que propone una metodología para el estudio de los procesos de remoción en masa, generando información a partir del análisis del modelo digital de terreno y las imágenes de satélite, la cual ayudó a la interpretación y límite de las unidades geológicas.

Se observó que los diferentes estudios geológicos sobre el sur de la Sierra Madre Oriental, la parte central Volcánica de los Húmeros y la Sierra Norte de Puebla, constituyen fuentes aisladas y limitadas de información que dificultan la interpretación geológica de la zona en estudio. Por tal motivo se reinterpreto el mapa geológico a escala 1:25000, la columna estratigráfica y se propone un esquema general de la evolución geológica de la zona en estudio desde el Paleozoico hasta el Cuaternario; para ello se empleo la siguiente metodología.

Los aportes que se dan en el mapa geológico estructural final, se relacionan sobre todo con la tectónica. Se reinterpreto el fracturamiento general de La Soledad y se evidenciaron tres cabalgaduras principales de las formaciones metamórficas entre ellas y sobre la formación Huayacocotla (JI). También se modificaron los límites y contactos geológicos, tomando en cuenta la información proveniente del MDT, las imágenes de satélite y observaciones hechas en el terreno.

II.2 REINTERPRETACIÓN DEL MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL

La reinterpretación del mapa geológico se realizó en cinco etapas. La primera consistió en la revisión y análisis de la información cartográfica geológica sobre la zona La Soledad (ya mencionada en el capítulo I) como: la carta geológica de Veracruz de escala 1:250 000 de INEGI (1988), el mapa geológico de Atexcaco Puebla, escala 1:50 000 (Segura, 1990), el mapa geológico de Teziutlán, Puebla, escala 1:50 000 (Mooser, 2000) y el mapa geológico del macizo de Teziutlán, escala 1:25 000 (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002); éste ultimo documento cartográfico fue importante para la reinterpretación del mapa, la descripción geológica y además abarca una gran parte del área en estudio.

En la segunda etapa, con la ayuda del *software* TLALOC (Parrot, 2006) se analizaron los diferentes atributos primarios (Wilson y Gallant, 2000) provenientes del modelo digital de terreno (MDT), como las curvas de nivel cada 10 metros, las capas de altitud, la densidad de curvas de nivel dentro de una ventana móvil (Parrot y Ochoa-Tejeda, 2008), las pendientes, el aspecto, las formas cóncavas y convexas del relieve (figura II. 1).

El MDT sombreado presenta la ventaja de simular cualquier posición del Sol. Así se distinguen bien los rasgos morfológicos que no se observan en las imágenes de satélite, debido a que son tomadas en fechas y horas determinadas en el recorrido de la órbita de los satélites y el movimiento de rotación de la Tierra.

Las capas altimétricas obtenidas, se pueden utilizar como un parámetro por sí mismo, por ejemplo, la ubicación de los deslizamientos en un rango altitudinal. Se debe mencionar que el

mapa altitudinal sobrepuesto en un MDT sombreado, aunque más realista, no se puede utilizar para hacer cálculos ya que solo es una representación visual.

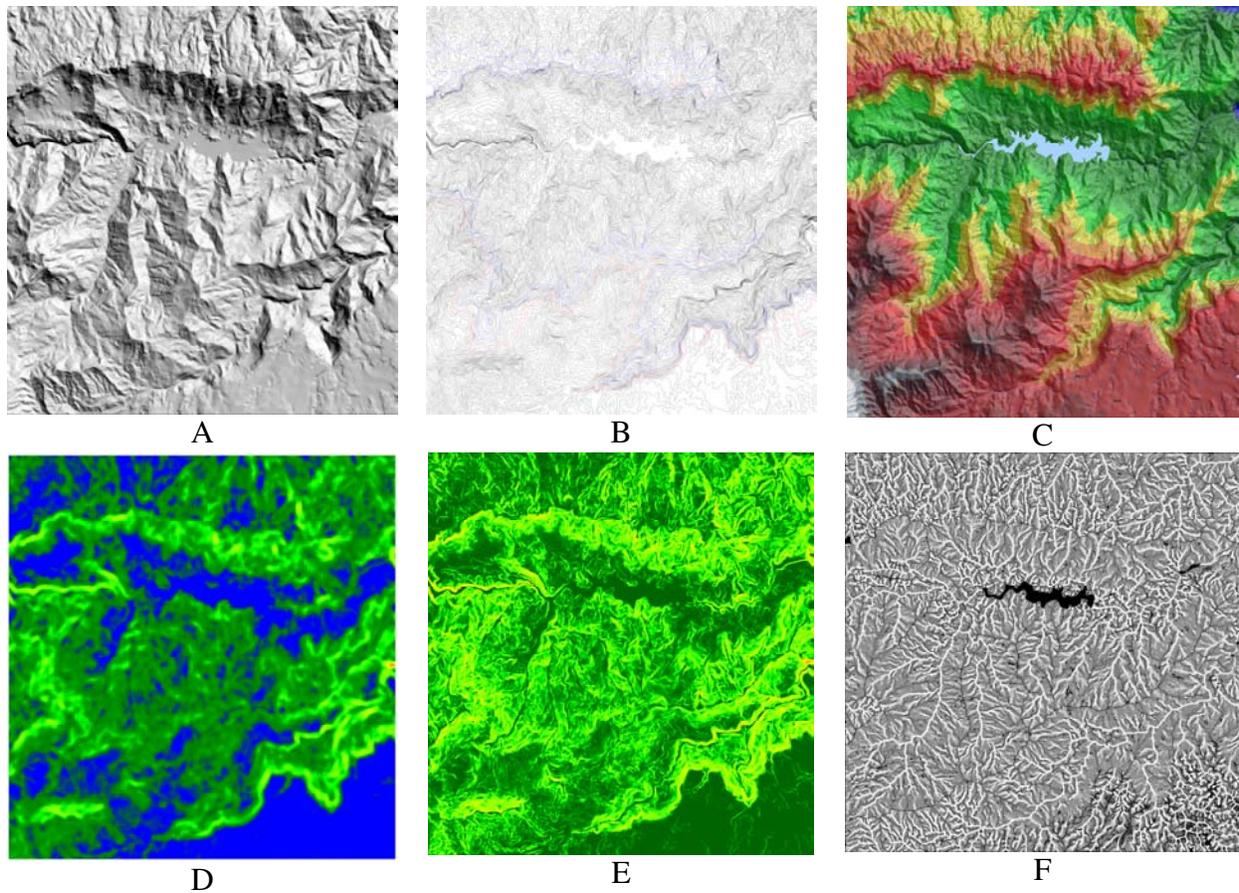


Figura II.1. Atributos primarios provenientes del modelo digital de terreno. A. MDT sombreado; B. Curvas de nivel; C. capas altimétricas sobrepuestas al MDT sombreado; D. Densidad de curvas, E. Pendientes; F. Convexidad y concavidad.

La densidad de las curvas de nivel calculada dentro de una superficie se puede considerar como un parámetro de rugosidad. De hecho, entre más la superficie presenta irregularidades más el dibujo de las curvas se complica. La caracterización de la rugosidad de una superficie sobre el MDT da información sobre los tipos de rocas y rasgos geomorfológicos de una región, como zonas de planicies, configuraciones de la red fluvial, zonas de vertientes, tipo de material, etc.

La concavidad y convexidad se utilizaron para determinar y verificar la extensión ancho-largo de las laderas y barrancos.

Otro atributo importante derivado del MDT es la red fluvial, la cual ya se estudio en el capítulo I.2. La información derivada del análisis de ésta (densidad de disección, densidad de cabeceras, densidad de los segmentos (cauces) de Strahler (1957) de primero y segundo orden (Parrot, 2008a) que tienen una fuerte acción erosiva), así como de su trama permitió destacar los lineamientos, las fracturas y las fallas (figura II.2).

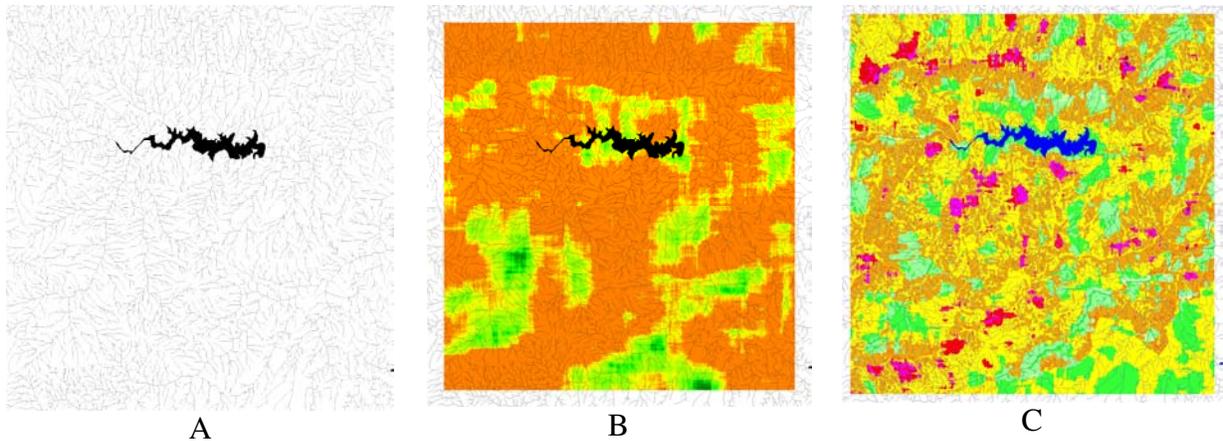


Figura II.2. Parámetros morfométricos a partir del análisis de la red fluvial. A. red Fluvial; B. Densidad de cabeceras.; C. Densidad de los segmentos de primer y segundo orden de Strahler.

Por la gran similitud que existe entre los MDT raster y las imágenes de satélite, también se pueden utilizar todas las herramientas que crean análisis estructural y reconocimiento de patrones. De hecho, el análisis de la estructura de una imagen permite caracterizar los rasgos geomorfológicos a partir de la rugosidad de una superficie (Matsuyama *et al.*, 1983; Cocquerez y Philip, 1994; Philipp y Smadja, 1994; Wood, 1996).

La tercera etapa consistió en la fotointerpretación de las imágenes de satélite de alta resolución y las fotografías aéreas de la región en estudio a escala 1:75 000 (INEGI, 1995).

La imágenes de satélite se redimensionaron a 5 m de tamaño de píxel para sobreponerlas con el MDT y formar pares estereoscópicos con el programa *stereo.exe* (Parrot, 2007a). De esta manera se identificaron lineamientos y fracturas principales, unidades geológicas y los procesos de remoción en masa.

Con el fin de crear una imagen de tipos de coberturas, corroborar los límites de las unidades geológicas fotointerpretados, y conocer la dirección de las capas geológicas, se analizaron las imágenes de satélite banda por banda (azul [1], verde [2], roja [3] e infrarroja cercana [4]) y se procesaron sus valores de reflectancia aplicándoles índices de reflectancia y haciendo compuestos de colores.

Con los resultados obtenidos de éste proceso, las medidas de pendiente y orientación de las capas geológicas obtenidas en el terreno y el MDT se hizo un análisis de integración de todos los datos aplicándoles el programa *geol_plan.exe* (Parrot, 2007b), el cual dibuja el límite, la dirección y la pendiente de cada capa geológica en función de la intersección del plano geológico con la superficie del MDT.

En la cuarta etapa se realizó la verificación en el terreno de toda la información tanto del análisis del MDT como de la fotointerpretación de las imágenes de satélite. También los datos expuestos en el mapa geológico se derivan de estudios de campo, desarrollados en zonas diversas, basados en una cartografía a escala 1:25 000 en La Soledad, así como el análisis de los datos estructurales. También se tomaron datos *in situ* de buzamiento y orientación de las capas geológicas, muestreos de las unidades geológicas, localización y caracterización de los procesos de remoción en masa (foto II.1A y B).



Foto II.1. Toma de datos estructurales en el terreno. A. Pendiente y dirección de la esquistosidad en el complejo milonítico La Soledad; B. Pendiente y dirección en la Formación Huayacocotla.

Finalmente la quinta etapa radicó en la transferencia de la información al formato digital mediante programas ejecutables en MS-DOS, programados en C++, los cuales se fueron generando de acuerdo al requerimiento de cada tratamiento y análisis de los datos en el presente trabajo. Además, se digitalizó la información fotointerpretada y los rasgos geológicos reconocibles en el MDT y cartografía topográfica. Todo esto para concluir en el mapa geológico de la zona en estudio. (Ver Mapa 1, anexo).

II.3 ESTRATIGRAFÍA

En el mapa geológico se representan los principales sustratos geológicos que van del Paleozoico al Cuaternario. En los depósitos del Paleozoico se distinguen dos complejos miloníticos: La Soledad, y Xucayucan; éste último se divide en tres subunidades litológicas (Chicuaco, Cozolexco y el Mirador). Se presenta un contacto discordante entre el complejo y las unidades sobreyacentes que consisten en: Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior), Formación Tenexcate (Jurásico Medio), Formaciones Tamán y Pimienta (Jurásico Superior). El Plioceno (Formación Teziutlán) corresponde a derrames andesíticos discordantes sobre las formaciones anteriores y por último, las unidades del Cuaternario se constituyen de tobas andesíticas y de las ignimbritas de la Formación Xaltipan (productos de la caldera de los Húmeros). Además, existen afloramientos probablemente terciarios de diques riolíticos.

II.3.1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

La estratigrafía de la zona en estudio se realizó con base en trabajos de diferentes autores que han estudiado en la Sierra Norte de Puebla (Morales y Garduño-Monroy, 1984; Segura, 1990; Mooser, 2000; Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002, entre otros).

La columna estratigráfica de la figura II.3 se realizó a partir de la información propuesta por Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002) para las formaciones miloníticas y a partir de las observaciones hechas en el terreno para las formaciones sobreyacentes (sedimentarias y

volcánicas), con el enfoque de tener una visión global de todas los estratos geológicos y de definir entre sí sus relaciones en el contexto geotectónico de la región.

Esta columna estratigráfica se compone a partir de la base, por gneises y esquistos del Paleozoico hasta tobas e ignimbritas productos de la formación y actividad ígnea del Cinturón Volcánico Transmexicano, que tuvo su máxima expresión en esta zona en el centro volcánico Los Húmeros durante el Terciario Tardío (Plioceno) y Cuaternario.

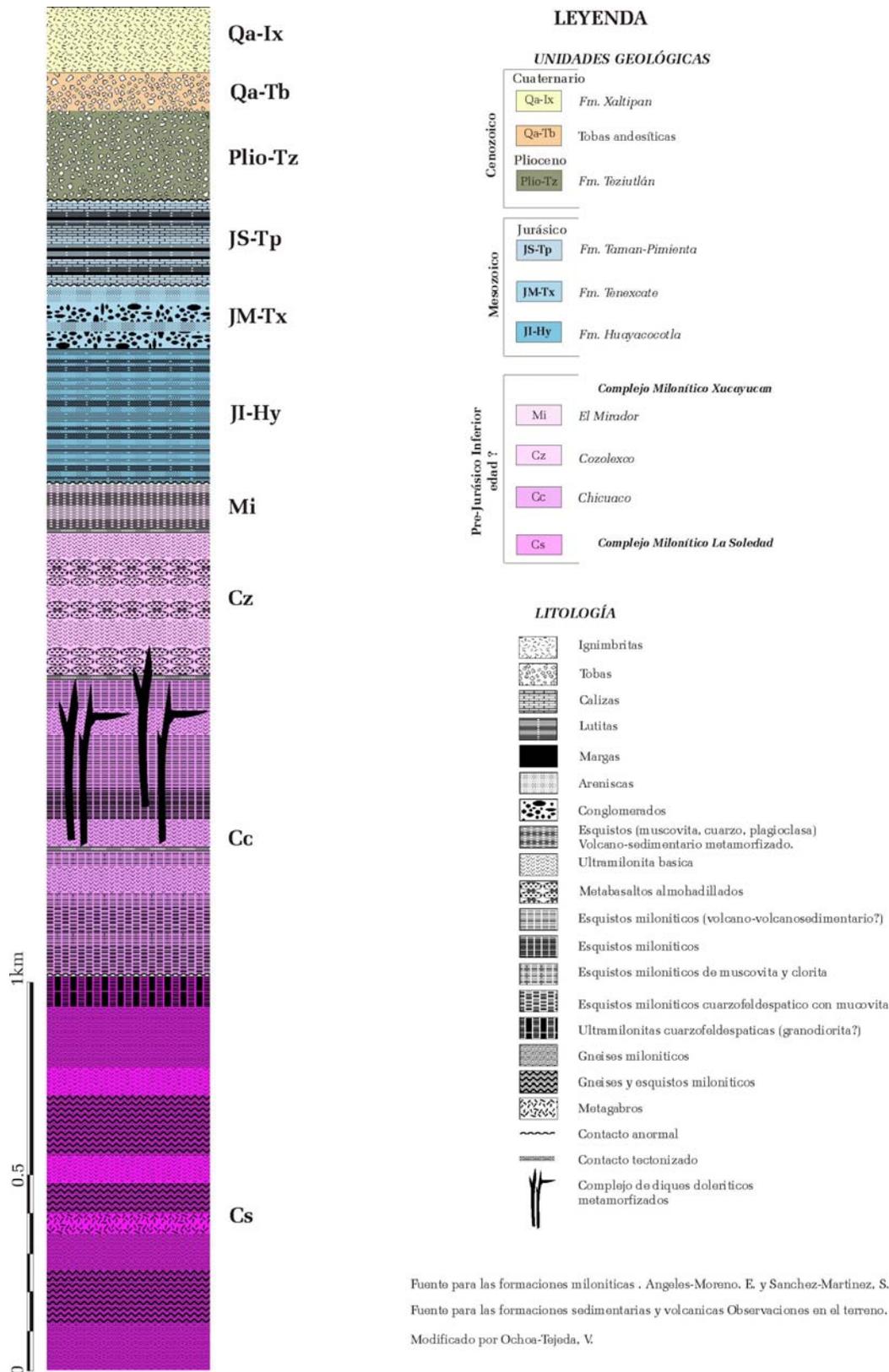


Figura II.3. Columna estratigráfica de La Soledad.

II.3.2 DESCRIPCION DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS

II.3.2.1 Unidades del Paleozoico

Corresponden a los complejos miloníticos, también conocidas como el basamento del llamado macizo de Teziutlán y que fue definido por Segura (1990) con el nombre de esquistos Xucayucan. Los complejos miloníticos presentan una complejidad estructural, gran variedad litológica y numerosos rasgos de deformación.

El término milonítico refleja la naturaleza del proceso tectónico-metamórfico que dio origen a las estructuras y asociaciones mineralógicas que presentan estos complejos. Las rocas se formaron y milonitizaron antes del Jurásico temprano, como lo demuestran los resultados de los fechamientos de K-Ar y las relaciones discordantes que existen con las unidades del Jurásico y del Cretácico (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002).

Los complejos atestiguan un probable límite tectónico importante antiguo, del Paleozoico, y queda comprendido dentro de las provincias Sierra Madre Oriental y al norte de la Faja Volcánica Mexicana (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, *op. cit.*). Están constituidos principalmente de rocas metamórficas, son esquistos¹ y filitas² del Paleozoico, presentan textura esquistosa, con cuarzo, plagioclasa sódica, clorita y magnetita, con planos de exfoliación, segregación de cuarzo y vetas de calcita (López Ramos, 1979a y b; INEGI, 1983; López Reyes *et al.*, 1997).

Las unidades metamórficas se presentan al sur de la presa La Soledad en contacto angular con respecto a las rocas del Jurásico Inferior y Medio o tobas ácidas del Neógeno-Cuaternario. Se correlacionan con los Esquistos Acatlán del sur de Puebla (López Reyes *et al.*, *op. cit.*). Estos complejos presentan hacia la base estratigráfica un cambio de esquistos miloníticos a gneises miloníticos, es decir toda la secuencia está intensamente deformada, variando de protomilonitas a ultramilonitas (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002).

¹ Esquisto: roca metamórfica de bajo a medio grado de metamorfismo, cristales visibles a simple vista, su tamaño es mayor que el de los minerales de las filitas.

² Filita: roca procedente del metamorfismo de las arcillas y arcillitas. De bajo grado de metamorfismo, con tamaño de cristales mayor que el de las pizarras pero menor que el de los esquistos.

II.3.2.1.1 Complejo Milonítico La Soledad

Es la unidad geológica que constituye la base estructural de la secuencia estratigráfica en la zona en estudio. Aflora en el centro de la zona en estudio en los poblados de Calatepec, Coxtajapan, Tecalzacuaco, Chililis, el Dos y la Soledad.

Este complejo fue definido por Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002); está constituido por milonitas cuarzofeldespáticas presentando composiciones de elementos mayores y trazas similares a granitos sinorogénicos o de márgenes activas, intercaladas tectónicamente con bandas de esquistos de cuarzo y biotita, y relictos de diques básicos (foto II.2A y B). Toda la secuencia presenta un bandeamiento gneísico y una deformación que varía de proto a ultramilonita. El protolito estaba formado probablemente por granitoides y/o gneisses³ cuarzofeldespáticos (Ángeles-Moreno *et al.*, 2001).



A



B

Foto II.2. Afloramientos del complejo milonítico La Soledad A. Gneises que afloran cerca de Chililis; B. Milonitas cuarzo feldespáticas al norte de la presa La Soledad entre los poblados Cuatexi y El Dos.

³ Gneis: roca de metamorfismo regional de muy diverso origen, de grado medio y alto. Típicamente de estructura bandeada de composición cuarzo, feldespatos, piroxenos, anfíboles, micas y opacos (similar al granito).

II.3.2.1.2 Complejo Milonítico Xucayucan

Este complejo también definido por Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002), está formado hacia la base por rocas sedimentarias silíceas (lutitas y areniscas cuarzosas⁴), intercaladas con volcanosedimentarias, y a la cima por rocas ígneas basáltico-andesíticas (lavas almohadilladas, diques y cuerpos intrusivos hipabisales), con algunas intercalaciones de sedimentos (Ángeles-Moreno *et al.*, 2001). Los tipos petrográficos principales de las tres formaciones que lo constituyen son los siguientes:

- La formación Chicuaco se encuentra en la parte inferior del complejo y sobreyace estructuralmente a los gneises miloníticos del complejo La Soledad; está compuesta por esquistos miloníticos de clorita provenientes probablemente de la transformación de rocas volcanosedimentarias masivas, bandas de lutita-arenisca y diques riolíticos y otros cuerpos intrusivos. Aflora en el río Cozolexco, en la cañada Mina de Guadalupe, hacia el oeste del poblado de Tamalayo sobre el río Chachihuapan y en el poblado de Chicuaco.
- La formación Cozolexco, ocupa la parte media del complejo, es decir se encuentra estructuralmente arriba de la unidad Chicuaco y subyaciendo a la unidad El Mirador; está compuesta principalmente por derrames metabasálticos que en ocasiones presenta estructura en almohadilla, lavas masivas y diques metabasálticos. En algunas zonas donde la deformación es mayor se observan bandas de esquistos miloníticos de serpentina y epidota. En algunas ocasiones se encuentra intercalado pedernal. Aflora en el poblado de Cozolexco y alrededores.
- La formación El Mirador, ocupa la parte superior del complejo, sobreyaciendo a la unidad Cozolexco y está constituida de volcanoclastos probablemente de rocas basálticas intensamente deformadas de milonitas a ultramilonitas. La subunidad aflora en la parte sur del área en estudio

⁴ Arenisca: roca sedimentaria constituida por clastos de tamaño de arena (2-0,02mm) y una matriz (o cemento) que los engloba. La cuarzoarenita es una arenisca muy madura con más de un 95% de cuarzo. El ejemplar de las fotografías es un arenisca roja con clastos de cuarzo (subredondeados) en una matriz también de cuarzo, que ha cristalizado en continuidad óptica con los granos (recrecimientos secundarios). La superficie de los clastos está recubierta de una fina película de compuestos de hierro.

principalmente en la Cumbre El Mirador (foto II.3) y esta cortada por diques riolíticos y dacíticos en la zona de Buena Vista y La Unión.



Foto II.3. Afloramiento de esquistos del complejo Xucayucan en la Cumbre El Mirador.

Según Ángeles-Moreno *et al.* (2001), los esquistos pelíticos del complejo Xucayucan fueron derivados de rocas precámbricas, ya que presentan edades de 1,109 Ma. Los basaltos y andesitas muestran patrones de tierras raras, con ligera anomalía positiva de Eu; están enriquecidos en Mg y empobrecidos en Nb. Las concentraciones de Th, Ta y Yb, al igual que los otros elementos traza y los isótopos de Sm/Nd, sugieren una fuente de manto empobrecido con diferentes porcentajes de contaminación de corteza precámbrica. Los patrones de elementos traza normalizados a MORB son similares a los observados en arcos magmáticos actuales.

II.3.2.2 Unidades Mesozoicas

Estas unidades sobreyacen de manera discordante con las unidades miloníticas. Están constituidas por rocas sedimentarias a veces plegadas, pero sin rasgos de metamorfismo.

II.3.2.2.1 Jurásico Inferior (Liásico)

El Jurásico Inferior está representado por la formación Huayacocotla, nombre que le dieron Imlay *et al.* (1948) y ha sido interpretada como el resultado de una invasión marina somera proveniente

del Pacífico a principios del Jurásico (Coney *et al.*, 1983). Yace en relación discordante con las rocas metamórficas del Paleozoico y subyace al Jurásico Medio -Cahuasas o al Superior –Tamán, o a rocas volcánicas del Neógeno-Cuaternario y es una estructura de plegamientos con orientación noroeste-sureste.

La Formación Huayacocotla esta constituida por una sucesión volcano-sedimentaria de derrames con características de andesítico a basáltico, intercalados con lutitas negras piritizadas con concreciones calcáreas, arenisca de grano fino y conglomerado formados por partículas y clastos de origen volcánico, y escasos paquetes de flujos de detritos calcáreos (Centeno-García *et al.*, 1995; Rosales-Lagarde *et al.*, 1997) (foto II.4). Se localiza en el centro y SSW de la zona en estudio. La formación presenta estratos plegados y estirados formado "boudines" y está cortada por diques riolíticos y dacíticos más recientes (Imlay *et al.*, 1948) y se extiende en una franja que va del centro-oeste al suroeste de la zona en estudio aflorando en los poblados de San José Chagchaltzin, San Agustín Chagchaltzin, La Unión y Buena Vista.



Foto II.4. Intercalaciones de lutitas y areniscas de la Formación Huayacocotla (JI).

II.3.2.2.2 Jurásico Medio (Batoniano-Bajociano)

Se representa la unidad por la formación Tenexcate, la cual fue definida en 1967 por el departamento de Geología del subsuelo de PEMEX, en Poza Rica, Veracruz. La unidad subyace

en discordancia con las rocas del Jurásico Superior y está constituida por una alternancia de lutitas⁵, limolitas, areniscas depositadas en un ambiente de facies deltaicas.

Las areniscas son de grano fino a medio de color gris, se disponen en estratos de mediano a grueso (15 a 3 cm), estratificación cruzada y huellas de oleaje. Las limolitas⁶ son de grano medio a grueso, en tonos rojo y pardo, y con fractura concoidea, dispuestas en estratos delgados. También se observa una capa de conglomerados que se encuentra intercalada y formada de rocas ígneas y metamórficas con diámetro de 3 a 10 cm, en matriz arenosa (foto II.5).



Foto II.5. Conglomerados de la Formación Tenexcate (JM).

Esta unidad ocupa el centro-este de la zona en estudio dominando en gran parte las zonas altas de los anticlinales, aflorando principalmente en los poblados de Buena Vista, en la vereda que va a Tamalayo, y desde Tehuaco, Cuacualaxta y hasta alrededores del poblado El Dos.

⁵ La lutita es una roca detrítica y está integrada por partículas del tamaño de la arcilla y del limo.

En las lutitas negras el color se debe a la presencia de materia orgánica y, si la cantidad de ésta es muy elevada, se habla de "lutitas bituminosas". Es conocida por ser la roca madre o almacén por excelencia, dadas sus condiciones de porosidad y permeabilidad. Según su forma de fragmentación, las lutitas pueden ser físilas o no físilas. La lutita físil es aquella que se escinde en planos paralelos espacialmente próximos. La lutita no físil, en cambio, se escinde en fragmentos o bloques. Por metamorfismo, las lutitas, pueden dar lugar a ampelitas y, en los flancos de pliegues, a pizarras.

⁶ Roca sedimentaria constituida por cuarzo, feldespatos, sericita, clorita, caolinita, circón, biotita, apatito, epidota y turmalina. Tiene un tamaño de partícula correspondiente al limo (2-20 micras).

II.3.2.2.3 Jurásico Superior (*Tithoniano y Oxfordiano*)

El Jurásico Superior corresponde a una invasión marina proveniente del Golfo de México. Se compone por depósitos de sedimentos marinos en la zona y está representada por dos formaciones principales: Tamán y Pimienta, ambas definidas por su afloramiento en una localidad situada 10 km al suroeste de Tamazaunchale, San Luis Potosí. Yacen en discordancia sobre rocas del Jurásico Inferior o del Triásico.

La Formación Pimienta (foto II.6A) yace de manera concordante sobre la formación Tamán y está constituida por una alternancia de calizas arcillosa, lutitas (ambas de tonos gris oscuro a negro), margas y areniscas en estratos delgados (10-40 cm) depositadas en ambiente marino de facies de borde de plataforma. Es frecuente la presencia de amonitas, radiolarios y bioclastos indeterminados.



Foto II.6. Afloramientos del Jurásico Superior. A. Laderas constituidas de calizas localizadas al norte de la presa La Soledad (Formación Pimienta); B. Capas de calizas intercaladas con bandas de pedernal (Formación Tamán).

La formación Tamán (foto II.6b), consiste en una secuencia de calizas y lutitas negras del Oxfordiano. Las calizas son micritas gris oscuro con bandas delgadas de pedernal negro que se fracturan en lajas astillosas, se disponen en estratos delgado; las lutitas son calcáreas o carbonosas color negro, se fracturan en lajas astillosas y las areniscas son arcillosas gris oscuro, intemperizan a ocre con granos finos a medio, de cuarzo y feldespato. Esta formación representa

un ambiente marino lejano a la costa. La unidad se distribuye al noroeste, suroeste y noreste de la zona en estudio.

II.3.2.3 Unidades del Terciario

La unidad está representada por la formación Tezuitlán (Plioceno) y está constituida por derrames andesíticos volcánicos con un espesor de 300 m (foto II.7). Estos se encuentran intercalados con tobas y aglomerados y presentan una ligera inclinación hacia el norte (Segura, 1990). Esta unidad se distribuye al norte y sureste de la zona, aflorando en los poblados de Ahualamimilal, Teziutanapan y en la barranca Cocohuat y Cerro Hueytepec.



Foto II.7. Formación Teziutlán, vista desde la Parada Xucayucan.

II.3.2.4 Unidades Cuaternarias

Estas unidades sobreyacen tanto a rocas sedimentarias de la secuencia mesozoica como a rocas volcánicas del Terciario Superior; forman parte del vulcanismo piroclástico con que culmina el evento volcánico desarrollado durante el Neógeno.

La unidad inferior que asegura una transición con el Plioceno está constituida principalmente de tobas andesíticas vítreas de composición ácida que presentan textura merocristalina, piroclástica.

Tiene un color gris y presenta intenso fracturamiento. Se localiza en el sureste de la zona en estudio, aflorando en el poblado de Buena Vista y alrededores.

Por otro lado, la unidad Ignimbritas Xaltipan (foto II.8), como Yáñez-García (1982) la bautizó, es una toba de flujo o ignimbrita proveniente de la Caldera de los Húmeros de la cuál se emitieron una serie de derrames ignimbríticos localizados principalmente en la periferia norte, oeste y este de la caldera, por ser Xaltipan el poblado que ocupa el centro del área donde aflora la roca.



Foto II.8. Afloramiento de ignimbritas Xaltipan en el tramo de la carretera Tlatlauquitepec-Mazatepec cerca de la Parada Xucayucan.

La formación Ignimbritas Xaltipan esta compuesta por depósitos piroclásticos de composición dacítica y riolítica, son principalmente tobas líticas que exhiben textura vítrea piroclástica (Segura, 1990; INEGI, 1987). La unidad rellena paleorelieves y aflora en el río Apulco en discordancia sobre los gneises del complejo milonítico La Soledad; también aflora alrededor de la presa La Soledad, en los valles y laderas con pendiente suave, sobre el río Chalchihuapan y a lo largo del margen norte del río Xucayucan, alrededor de la zona de Ocotepec y en los poblados de Tecopiczacta, Tepetzinta, La Soledad, Teteltipan, Atotocoyan, Atexco.

Cabe hacer la referencia que las unidades volcánicas del Plioceno y del Cuaternario pertenecen a productos del Cinturón Volcánico Transmexicano, sobreyacen en relación discordante, dentro del área en estudio a algunas unidades sedimentarias mesozoicas y a veces a los complejos miloníticos.

II.3.2.6 Formaciones Intrusivas

Por último, en la zona en estudio se presentan abundantes cuellos volcánicos, diques o sills riolíticos, dacíticos y en menor cantidad basálticos (foto II.9), probablemente terciarios, de composición riolítica, básica y dacítica, no deformados, presentan un color rosa a blanco rosado. Los cuerpos intrusivos cortan a todas las unidades, excepto a las formaciones del Jurásico Superior y las formaciones volcánicas sobreyacentes.



Foto II.9. Afloramiento de riolita sobre el tramo de terracería La Unión – San Agustín Chagchaltzín.

Las riolitas se distribuyen principalmente desde el centro irradiando al suroeste y sureste. Afloran en los Poblados de Ocopec, Macuicuila, La Unión, San Agustín Chagchaltzín y en los cerros Germanos, Tequequez y Punta Bandera.

II.4 RASGOS ESTRUCTURALES

La Sierra Madre Oriental (SMO) en México representa uno de los rasgos tectónicos más espectaculares, tiene una dirección general NW-SE, con variaciones cuando la morfología de su basamento le hace modificar su trayectoria de deformación (Hernández-Madrugal *et al.*, 2007). Esta última geometría ha generado el corrimiento regional de Parras (Norte de México) y en la plataforma de Valles-San Luis Potosí (Tardy, 1980). Vista como una continuación de la faja de

pliegues y cabalgaduras que llega desde Norteamérica, se formó durante el Cretácico Tardío y Paleoceno (Campa, 1985). El campo de esfuerzos en las estructuras de la Sierra Madre Oriental fue variable, pero entre Nuevo León y Veracruz, mantiene una dirección de acortamiento casi ENE-WSW, debido a ello los ejes de las estructuras principales son casi NNW-SSE (Suter, 1980, Eguiluz De Antuñano, *et al.*, 2000).

El estilo de deformación de la Sierra Norte de Puebla es cabalgaduras (foto II.10), donde eventualmente se involucra el basamento cristalino generando una cuña que ha permitido el desplazamiento y la duplicidad de espesores (Suter, 1980; Eguilaz De Antuñano, *et al.*, 2000).



Foto II.10. Cabalgadura en las unidades mesozoicas superiores de la SMO que afloran al norte de Tlatlauquitepec.

Las fallas laterales de desgarre de la Sierra Madre Oriental, de dirección general NE-SW, hacen que algunos espejos de falla sean espectaculares. El río Apulco en la zona en estudio sigue por parte estas estructuras que controlan la geometría de los desbordamientos de la sierra.

Los complejos miloníticos están afectados por la misma deformación dúctil, la cual es más intensa hacia la base (Complejo La Soledad) y disminuye hacia la cima. En las rocas volcánicas del Complejo Xucayucan es posible distinguir relictos de las estructuras primarias originales. Los indicadores cinemáticos y la alineación por estiramiento mineral asociados a la deformación dúctil indican una falla de bajo ángulo con dirección de transporte del NE al SW. Esta primera

fase está a su vez afectada por pliegues y algunas fallas inversas que también deforman al Mesozoico (Ángeles-Moreno *et al.*, 2001).

El complejo milonítico Xucayucan fue afectado por eventos de deformación generando estructuras con una dirección de cizalla NE-SW, fallas inversas y plegamientos con una dirección de compresión N-S, y fallas normales (Ángeles-Moreno *et al.*, 2001).

Las rocas metamórficas presentan una foliación intensa bien desarrollada en los esquistos, y en las rocas metavolcánicas. También las rocas metamórficas y las secuencias sedimentarias del Jurásico presentan plegamientos con formación de anticlinales y sinclinales, con ángulos cerrados, además de fallas inversas y cabalgaduras. Una estructura homoclinal está presente hacia el norte de la presa La Soledad (Segura, 1990; Olivas, 1953).

En la zona en estudio las unidades miloníticas han sido superpuestas tectónicamente mediante cabalgaduras con movimiento este-oeste y dispuestas en relevo. La mayoría de ellas se concentran en los afloramientos del complejo La Soledad. Las diferencias geológicas y su deformación dentro de las milonitas (esquistos a gneises, es decir de protomilonitas a ultramilonitas) parecen ejercer un importante control sobre la distribución de las cabalgaduras. También el complejo El Mirador se encuentra cabalgando a la formación Huayacocotla. En conjunto las cabalgaduras muestran geometrías paralelas con dirección general N-S y han sido ligeramente retocadas por fallas laterales de distinta orientación (desde N30°E a E-W), que desplazan ligeramente su traza cartográfica y modifican localmente la orientación de elementos estructurales de referencia.

En la parte más alta de este sistema paralelo las rocas del complejo milonítico aparecen superpuestas tectónicamente sobre la formación Huayacocotla (JI), la formación Tenexcate (JM) y el complejo milonítico Chicuaco (Paleozoico).

Todas las unidades están afectadas por fallas y fracturas de tipo normales (foto II.11), que por ejemplo controlan el cauce de río Apulco (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002). Las

estructuras se manifiestan en anticlinales y sinclinales. Los pliegues forman parte del anticlinorio Huayacocotla en la parte oeste y suroeste de la zona en estudio.



Foto II.11. Falla normal izquierda con orientación N 20° que se produjo en 2005 afectando un talud gravitacional.

Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (*op. cit.*) observaron un dique riolítico en la zona de El Dos que fue afectado por un fracturamiento posterior, por el cual se inyectó otro dique riolítico. Los diques aprovechan de las estructuras presentes en el bandeamiento metamórfico del complejo milonítico Xucayucan así como las fallas de bajo ángulo, los fracturamientos frágiles orientados NW-SE y las discontinuidades entre el complejo milonítico con las unidades terciarias y mesozoicas introduciéndose en forma de sills. Muchos diques riolíticos son cortados por fallas normales y laterales con componente izquierda. También unos diques se emplazaron en lineamientos estructurales NW-SE a NS y después fueron cortados por fallas laterales y normales.

En el norte de la presa La Soledad se identificó un contacto geológico entre el complejo milonítico La Soledad y las ignimbritas Xaltipan (foto II.12).



Foto II.12. Contacto geológico entre el Complejo milonítico La Soledad y las Ignimbritas Xaltipan. Se observa un flujo de detritos deslizándose sobre las ignimbritas.

Los valores de pendiente y de orientación de las capas geológicas, al igual que los principales lineamientos de las estructuras se reportan en el capítulo V.

II.5 HISTORIA GEOLÓGICA DE LA ZONA EN ESTUDIO

Se propone un esquema general de la evolución geológica de la zona en estudio desde el Precámbrico hasta el Cuaternario (figura II.4).

Se considera que los complejos metamórficos corresponden a dos entidades diferentes. Se especula que el complejo inferior de La Soledad se formó aparentemente como intrusivo de composición granítica, emplazados en un ambiente de subducción y/o sinorogénico. A partir de la composición litológica y de la geoquímica se infiere un ambiente de cuenca de trasarco submarina para las unidades de la parte superior del complejo Xucayucan. Pero se desconoce la relación original entre ambos complejos que se tocan a través de un contacto deformado (Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez, *op.cit.*) (figura II.4A) y que posteriormente sufrieron metamorfismo (figura II.4B).

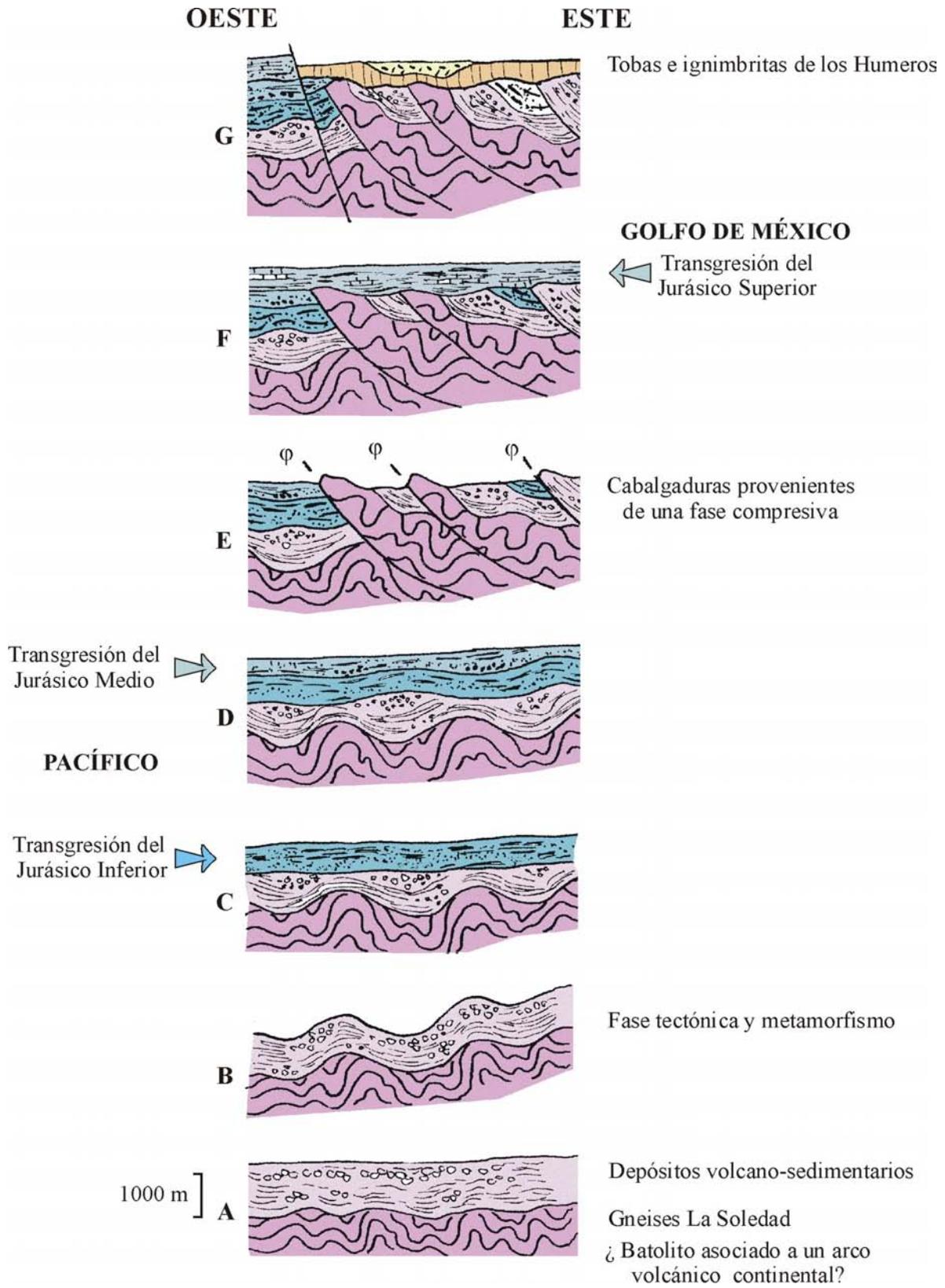


Figura II.4. Esquema de la evolución geológica de la región en estudio.

Según J.-F. Parrot (2008, comunicación personal), las unidades metamórficas de la zona en estudio podrían corresponder a la parte superior de un ensamblaje ofiolítico proveniente de una corteza oceánica; de hecho, se encuentran gneises y metagabros en el complejo de La Soledad, así como formaciones dioríticas metamorfoseadas comparables a las que se observan en la parte superior de la cámara magmática de varios ensamblajes ofiolíticos (Juteau *et al.*, 1973; Parrot, 1977, 1980); por otro lado, existe un complejo de diques que atraviesa lo que corresponde a metadoleritas (formación Chicuaco) y alimenta las lavas almohadilladas de la formación Cozolexco; en este contexto, los esquitos de la formación El Mirador pueden representar las formaciones volcano-sedimentarias que se encuentran generalmente sobre la corteza oceánica y recubren las lavas almohadilladas (*cherts* y radiolaritas).

Es durante el Liásico marino cuando tuvo lugar la posible persistencia de los anteriores mares del Triásico en la porción central de México, especialmente en los estados de Hidalgo, parte oeste de Veracruz y norte de Puebla (López-Ramos, 1982). La Sierra Madre Oriental que corresponde a una parte de la zona en estudio, estuvo cubierta por mares jurásicos con entrantes de mares salobres.

Debido a la presencia del macizo de Teziutlán, donde predominan rocas graníticas de probable edad triásica, se estima que los mares del Jurásico Temprano hayan sido limitados al oriente por estas zonas positivas, por lo que indudablemente los bordes de plataforma o de bloques tectónicos tienen una distribución muy irregular (figura II.4C).

Durante el Jurásico Medio se realizó una emersión del continente mexicano que en gran parte se levantó durante el Jurásico Temprano, y se encuentra sólo porciones marinas en el Caloviano. La regresión efectuada durante éste periodo provocó el depósito de sedimentos de origen continental (figura II.4D).

Se conjetura que antes que aparecieran los depósitos del Jurásico Tardío una intensa fase compresiva afectó la zona, dilacerando los macizos metamórficos en varias escamas y provocando la formación de cabalgaduras de estas últimas entre ellas y sobre las formaciones

sedimentarias (figura II.4E). Después de la etapa compresiva se produjo la emisión de materiales volcánicos de composición acida a través de las fracturas corticales.

Las formaciones Tamán y Pimienta (Tithoniano, espesor 50-300m) constituyen la parte superior del Jurásico Tardío, provienen del Golfo de México y recobren la totalidad de las formaciones anteriores; son depósitos de mares transgresivos de ambiente infranerítico de aguas templadas y de circulación restringida, dados su color oscuro y carácter bituminoso (López-Ramos, 1982) (figura II.4F).

Durante el Cenozoico ocurrieron varios eventos importantes, las líneas de costa parecen migrar hacia la cuenca en el Golfo de México (Salvador *et al.*, 1991), el macizo de Teziutlán (Complejo Milonítico Xucayucan) se levantó durante el Paleoceno Tardío y gran parte de las unidades sedimentarias mesozoicas descritas anteriormente fueron erosionadas dentro de la región del Macizo de Teziutlán (Salvador *et al.*, *op cit.*). Por otro lado, en relación con la formación de la gigantesca caldera de Los Húmeros (Mooser, 1972; Verma, 1983) numerosos colapsos se produjeron en la parte norte de la zona en estudio que corresponde al límite septentrional de la influencia de la caldera que provocó grandes derrames de material tobas y de ignimbritas en la fase final (figura II.4G).

Las dos secciones geológicas (figura II.5) ilustran los eventos y las relaciones entre todas las formaciones geológicas presentes en la Soledad.

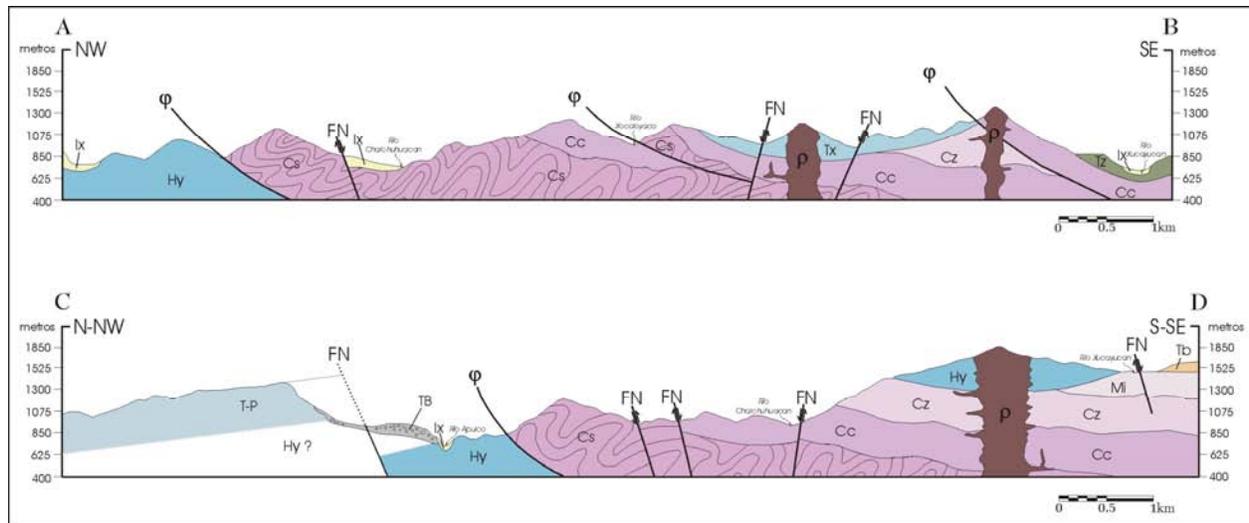


Figura II.5. Secciones geológica. Cs = Complejo milonítico La Soledad; Cc = complejo milonítico Chicuaco; Cz = complejo milonítico Cozolexco; Mi = complejo milonítico El Mirador; Hy = Formación Huayacocotla (JI); Tx = Formación Tenexcate (JM); T-P = Formaciones Tamán y Pimienta (JS); Tz = Formación Teziutlán (Plioceno); Tb = Tobas cuaternarias; Ix = ignimbritas Xaltipan (Cuaternario); FN = Falla normal; ϕ = cabalgadura.

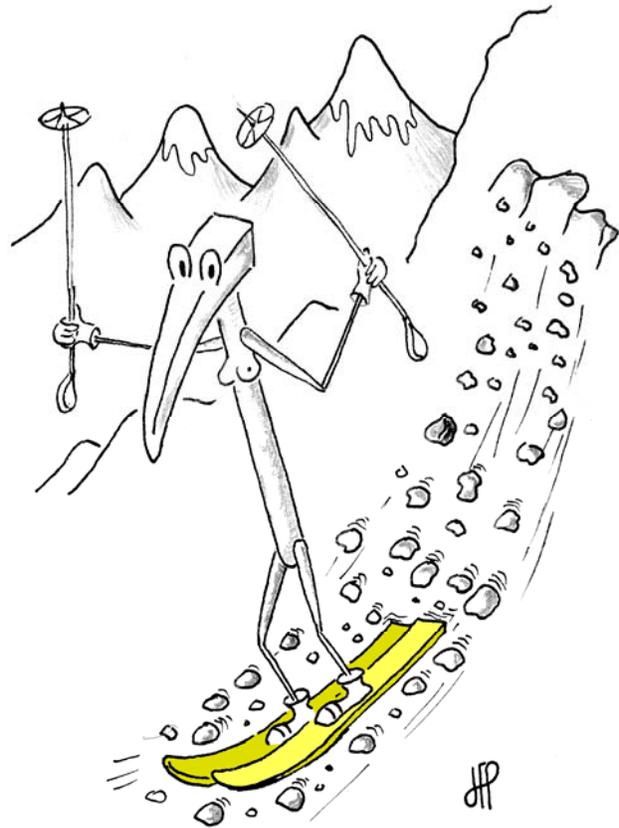
Nota: Sobre la sección C-D la presencia de un gran talud gravitacional proveniente de la ladera que se colapso del Jurásico Superior impide determinar la extensión y la relación de T-P y Hy.

II.6 OBSERVACIONES

La zona en estudio La Soledad se caracteriza no solamente por la presencia de diversas unidades geológicas cuyas edades van del Paleozoico hasta el Cuaternario, sino también por una actividad tectónica importante que modificó las relaciones existentes entre estas unidades. Por ésta razón, el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa está controlado por los rasgos geológicos y estructurales y se necesitó precisar la geología de la región antes de tomar en cuenta los depósitos inestables estudiadas en el capítulo III que contribuyen a dichos procesos.

Capitulo III

**SUPERFICIE DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS Y CARACTERÍSTICAS DE
LOS DEPÓSITOS INESTABLES**



III.1 INTRODUCCIÓN

La tasa de ocupación o el área en porcentaje que ocupan las unidades geológicas y los depósitos inestables encontrados en la zona en estudio, permite especificar la relación que puede existir entre el número de procesos de remoción en masa y los diferentes tipos litológicos, y de esta manera definir el nivel de inestabilidad de cada unidad geológica y depósito inestable.

Los depósitos inestables o formaciones geológicas superficiales representan los materiales no consolidados que se encuentran sobre las rocas *in situ* y consisten en una corteza de intemperismo y depósitos de ladera, fluviales y otros.

El espacio ocupado por las unidades geológicas se establece utilizando el mapa geológico o el número de píxeles correspondiente a cada unidad sobre la imagen en tonos de gris de las formaciones estudiadas. También se puede calcular estas superficies en el espacio tridimensional (3D) con el fin de precisar dicha relación entre superficie y procesos de remoción en masa, y de esta manera definir el grado de sensibilidad a los fenómenos erosivos.

Asimismo, se calculó un parámetro de porcentaje de aumento de la superficie entre el espacio bidimensional y tridimensional [PA3D]. Éste se refiere a la noción de aumento global y local al nivel de las formaciones geológicas y los depósitos inestables, con el enfoque de establecer la relación que puede tener con los movimientos de remoción en masa.

Éste capítulo tiene dos apartados, en la primera parte se definirá el PA3D (Porcentaje de Aumento en el espacio 3D), su cálculo y los resultados de éste. En la segunda parte se describen los depósitos inestables, a partir de su litología, la exposición de laderas, las pendientes y la rugosidad; estos tres últimos parámetros se calcularon directamente de la superficie del MDT.

III.2 SUPERFICIE DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS.

La superficie y el porcentaje de ocupación de las unidades geológicas y los depósitos inestables en el espacio bidimensional y tridimensional (2D y 3D), se calcularon utilizando el programa *surf3d.exe* (Parrot, 2003c); este algoritmo utiliza la imagen de las unidades geológicas y de los depósitos inestables en tonos de gris y el modelo digital de terreno.

Parrot (2007) describe en detalle como se calcula la superficie 3D, pero en síntesis, el proceso de cómo se realiza y se procesa la superficie en el espacio 3D se ilustra en la figura III.1.

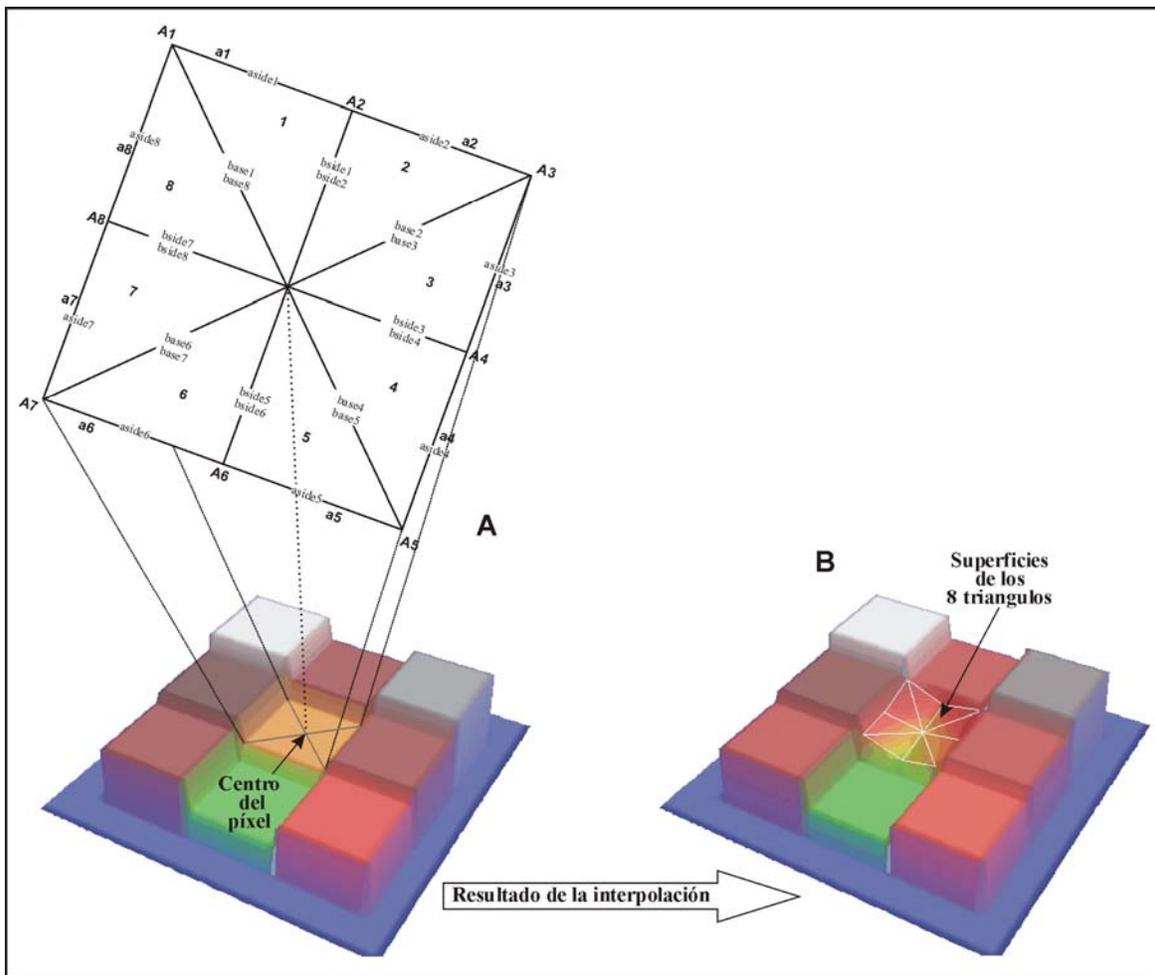


Figura III.1. A. Base teórica del cálculo de la superficie tridimensional. B. Visión tridimensional de la definición de la superficie de un píxel teórico tomando en cuenta la altura de los 8 píxeles vecinos.

Primero cada píxel se divide en ocho triángulos rectangulares que convergen en el centro del píxel. Después el algoritmo toma en cuenta el valor de la altitud del píxel estudiado y los valores de la altitud de los ocho píxeles vecinos. Por último, el programa hace una interpolación lineal entre el valor de la altitud del centro del píxel y la altitud de los píxeles vecinos dando como resultado el valor de la altitud de las esquinas del píxel estudiado si la posición del píxel vecino es diagonal y la altitud del centro de cada lado del píxel estudiado si la posición del píxel vecino es cardinal.

El algoritmo es el siguiente:

A es la diferencia de la altitud entre el centro del píxel y el final de los diversos segmentos dentro del píxel en estudio. Así se calcula la longitud de $base$ y $b\text{side}$ en función de las fórmulas:

$$b\text{side} = \sqrt{hps^2 + A^2} \quad \text{y} \quad base = \sqrt{hd^2 + A^2}$$

donde hps corresponde a la mitad de la longitud del lado del píxel (en metros) y hd a $hps \times \sqrt{2}$

a es la diferencia de la altitud entre dos A . Este valor permite medir la longitud de $a\text{side}$ que es igual a:

$$a\text{side} = \sqrt{hps^2 + a^2}$$

De ésta manera, para cada triángulo resultante de la transformación del triángulo rectangular inicial se obtiene la longitud de cada lado del triángulo resultante. La fórmula de Heron permite calcular la superficie de cada triángulo resultante. En este caso es:

$$S = \sqrt{\omega(\omega - base)(\omega - a\text{side})(\omega - b\text{side})}$$

$$\text{donde } \omega = (base + a\text{side} + b\text{side})/2$$

Finalmente, S_{3D} (superficie tridimensional del píxel) se obtiene sumando los 8 triángulos transformados:

$$S_{3D} = \sum_{l=1}^{l=8} S(l)$$

La superficie tridimensional total S_3 corresponde a la suma de todos los S_{3D} encontrados en la forma en estudio.

En la tabla III.1, se reportan las superficies calculadas en los espacios bidimensional y tridimensional para cada formación geológica dentro de la zona en estudio y el porcentaje de aumento de la superficie 2D para llegar al espacio 3D [PA3D]. Cabe señalar que el área total de la zona en estudio en el espacio 2D es de 135 km² y en 3D de 154 km².

Tabla III.1 Superficie de ocupación en 2D y 3D y porcentaje de aumento para cada unidad geológica y el cuerpo de agua* en el espacio 2D y 3D.

UNIDADES GEOLÓGICAS	FORMACIONES	SUPERFICIE 2D (km ²)	SUPERFICIE 3D (km ²)	PA3D (% de área)
Cuaternario	Ignimbritas Xaltipan	18.6	22.2	19.5
Cuaternario Inferior	Tobas andesíticas	12.7	14.1	11.7
Plioceno	Teziutlán	14.7	17.2	16.9
Jurasico Superior (Tithoniano Oxfordiano)	Tamán y Pimienta	20.5	24.1	22.6
Jurasico Medio (Batoniano-Bajociano)	Tenexcate y Cahuwasas	10.1	11.2	11
Jurasico Inferior (Liásico)	Huayacocotla	20.1	24.6	22.2
Complejo Milonítico Xucayucan	El Mirador	2.7	2.8	2.1
	Cozolexco	8.5	9.2	8.8
	Chicuaco	7.5	8.1	7.5
Complejo La Soledad	La Soledad	14.6	16.9	16.2
Intrusivo	Riolitas	2.7	4.3	61.1
*Presa		1.4	1.4	

Los complejos miloníticos (La Soledad y Xucayucan) ocupan la mayor superficie dentro de la zona (33.4 km² en 2D y 37 km² en 3D), principalmente el complejo La Soledad (14.6 km² en 2D y 16.9 km² en 3D), pero los valores de porcentaje de aumento de la superficie 2D a 3D en el complejo Xucayucan son relativamente bajos (2.1 %, 8.8 % y 7.5 %) con respecto a las formaciones del Jurásico Superior e Inferior (24.1 % y 24.6 % respectivamente), lo que significa que el desarrollo y el espesor de los depósitos gravitacionales provenientes de las formaciones esquistosas de la parte superior del complejo milonítico (Xucayucan) será menor que en las formaciones geológicas del Jurasico Inferior y Superior. Por lo que concierne a las formaciones esquistosas, las rocas se erosionan fácilmente creando un relieve suave y es ahí donde principalmente se localizaron los coluviones en la zona en estudio.

Como ya se mencionó, las formaciones del Jurásico Superior e Inferior presentan un porcentaje de aumento importante, debido a que las formaciones Huyacocotla y Tamán-Pimienta están fuertemente disectadas, forman laderas escarpadas y que en su base se encuentran grandes abanicos proluviales; todo esto hace que su superficie sea más rugosa y por tanto el porcentaje de aumento de la superficie en el espacio tridimensional (PA3D) aumenta. Los flujos de detritos se presentan en dichas formaciones.

El mayor aumento de superficie entre el espacio 2D y 3D en la zona en estudio, lo reportan las formaciones riolíticas (60 %) lo que corresponde a varios cuellos volcánicos disectados, que en función de su naturaleza química y constitución litológica resisten más a la erosión que las formaciones que éstas rocas intrusivas atravesaron. Los movimientos complejos presentes en la zona se relacionan sobre todo con éste tipo de formación.

Se reportan en la figura III.2A, los valores de PA3D para cada formación geológica. También este porcentaje de aumento se calculó puntualmente tomando una ventana móvil de 11×11 (figura III.2B) con el fin de evidenciar dentro de cada formación como los valores se distribuyen (figura III.2C), ya que si se toman tamaños menores de ventanas se crea una dispersión de la respuesta o por el contrario con tamaños grandes hay una difuminación general de la respuesta.

Sobre esta última figura (III.2C) se observa que todos los afloramientos de riolitas tienen un valor fuerte de PA3D sin disminución local, al contrario de lo que se observa para el Jurásico Inferior y el Jurásico Superior que tienen zonas de alto PA3D correspondientes a los acantilados y zonas de PA3D menor que corresponden a los depósitos inestables.

Por esta razón, al nivel global estas dos formaciones tienen un valor de PA3D alrededor de 20%. Las zonas que corresponden a las formaciones metamórficas, sobre todo los horizontes superiores, no son tan heterogéneas como las formaciones anteriores y el valor de PA3D es bajo.

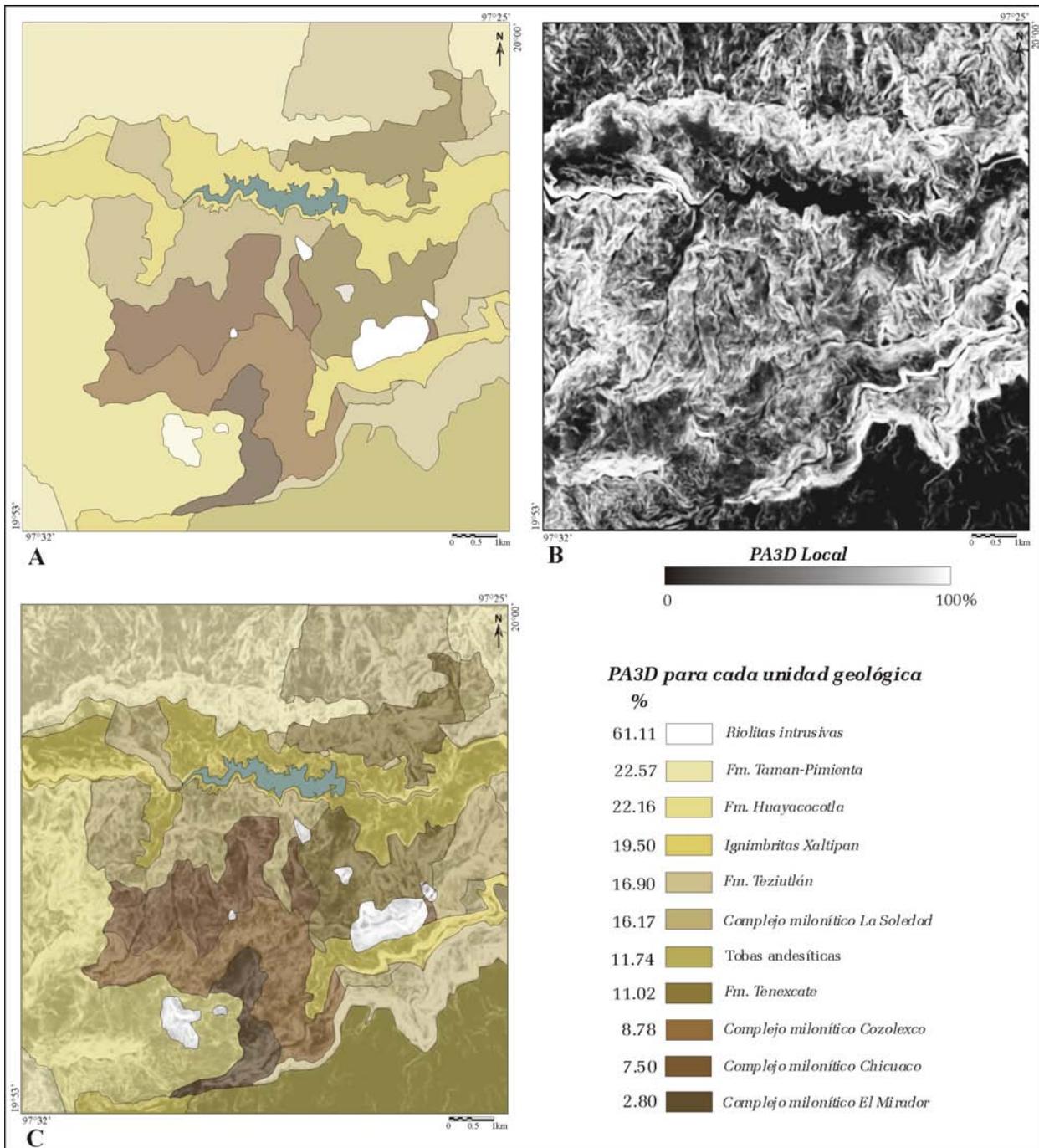


Figura III.2. Distribución de los valores de PA3D en la zona en estudio. A. PA3D global para cada unidad geológica; B. PA3D local calculado en una ventana móvil de 11 × 11 píxeles; C. Sobreposición del PA3D global y local.

III.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS INESTABLES

Los depósitos inestables como ya se mencionó representan los materiales no consolidados que se encuentran sobre las rocas *in situ* y consisten en una corteza de intemperismo y depósitos de ladera, fluviales y otros.

La cartografía y la clasificación de los depósitos inestables se hicieron tomando como base la información extraída de las imágenes de satélite, del modelo digital de terreno y de las observaciones hechas en el terreno. También se calculó la extensión de cada depósito inestable en el espacio bidimensional y tridimensional, con el fin de estimar el nivel de participación de dichas formaciones en los procesos de remoción en masa y saber si corresponden a zonas activas e inactivas. Para calcular éstas superficies se utilizó la metodología descrita anteriormente.

Se definieron dos tipos principales de depósitos inestables: coluviones y talud o depósito gravitacional.

III.3.1 COLUVIONES

Según Lugo (1989) los coluviones son detritos rocosos producto del intemperismo, desplazados ladera abajo por la acción de la fuerza de gravedad. Se depositan en las laderas con aspecto de capas delgadas y al pie de ellas. El tamaño de los detritos es muy variable; son angulosos y sin clasificación. Para Foucault y Raoult (1988) este término también designa un suelo que ha sido desplazado por deslizamiento posteriormente a su formación, bajo el efecto de la gravedad, pero con intervención del agua como lubricante.

El término suelo se usa en más de un sentido. Para los ingenieros es sinónimo de regolita y designa el agregado suelto de todos los materiales que se encuentran por encima de la roca (Vera-Terceros, 2008). Las regolitas que pueden tener un espesor variable provienen de la desintegración y descomposición de la roca bajo la acción del intemperismo que presenta dos tipos de transformaciones: (a) cuando se trata de meteorización física, la desintegración en bloques o la desintegración granular ocurren sin alteración química; (b) la meteorización química

corresponde a una alteración de las rocas a causa de modificaciones mineralógicas o químicas, inducidas por agentes superficiales.

El suelo corresponde a las partes superiores de la regolita, en donde se incorporan sustancias orgánicas y que están de esta manera más o menos modificadas biológicamente. Los suelos pueden quedar en el lugar, directamente sobre la roca de la cual derivan, dando así origen a los suelos llamados “residuales” o suelos no transportados. Pero estos productos pueden ser movidos del lugar de formación, por diversos agentes geológicos y re-depositados sobre otros estratos sin relación directa con ellos; a estos suelos se les denomina “suelos transportados”. Dentro de dichas formaciones se distinguen los suelos aluviales que son suelos transportados por el agua y los suelos coluviales (o coluviones) transportados por la gravedad.

Para el presente trabajo se utiliza el concepto de coluvión como el depósito de material sobre o en la base de la ladera, transportados por la gravedad a corta distancia. Los coluviones tienen una granulometría heterogénea que va de muy fina a gruesa; la forma de los detritos es angulosa. La morfología de estos depósitos es completamente irregular y no sufren desgaste por transporte.

En el perfil esquemático de la figura III.3, se muestra de manera sintética las relaciones que pueden existir entre las regolitas y la roca madre o la roca sobre la cual se depositan, así como su transición con los horizontes de los suelos que los recubren.

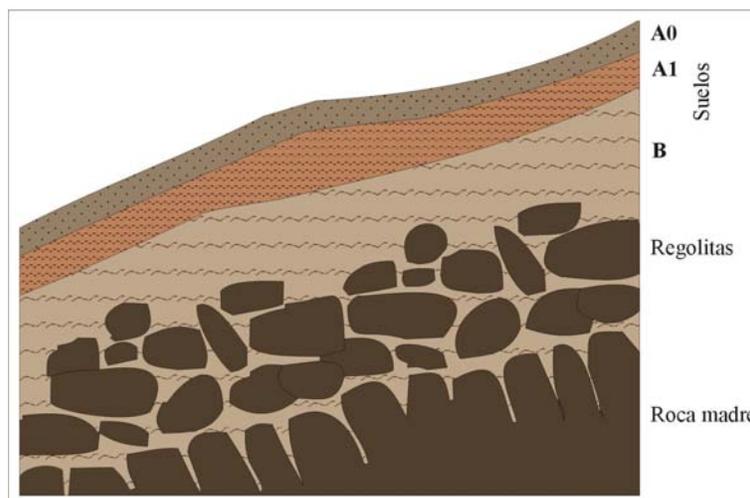


Figura III.3. Perfil sintético de la relación regolita, roca madre y suelos.

El transporte de este tipo de material genera coluviones como el que se muestra en la foto III.1; este depósito de coluviones está bien expuesto debido a un deslizamiento translacional que se produjo en el año 2005 cerca de la carretera que va de La Unión a Atotocoyan.



Foto III.1. Depósito de coluviones expuesto por un deslizamiento translacional ocurrido cerca de la carretera que va de La Unión a Atotocoyan.

En la foto III.2 se muestra un corte de los depósitos inestables que corresponden a los coluviones emplazados sobre los niveles superiores del Jurásico Inferior, observado al sur del poblado La Unión sobre el tramo Tlatlauquitepec-Mazatepec de la carretera federal 129.

Los horizontes superiores de los coluviones de este corte fueron estudiados por Garnica-Peña (2007) en una parcela experimental de 400 m², para definir con un programa básico de instrumentación el nivel de estabilidad de las laderas en los alrededores de La Unión en función de la precipitación.

Cabe decir que en el capítulo V se van a utilizar la orientación y pendiente de los depósitos que componen los coluviones para establecer la relación entre estos rasgos tridimensionales y la superficie del MDT con el fin de definir las zonas de inestabilidad.

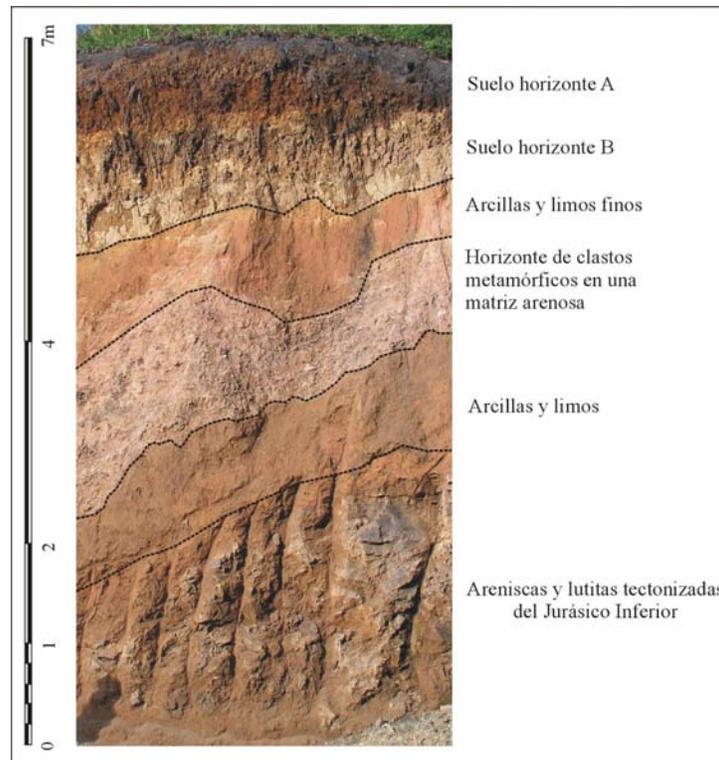


Foto III.2. Corte estratigráfico de los coluviones en la región de La Unión.

Como ya se mencionó anteriormente, los coluviones de la zona en estudio se encuentran principalmente en las zonas con rugosidad suave y un valor de PA3D relativamente débil. También la remobilización del material que constituye los taludes gravitacionales bajo el efecto del intemperismo y de los escurrimientos de agua, genera al pie de los taludes depósitos de coluviones (figura III.4). Por esta razón, se observan en las formaciones del Jurásico Inferior por ejemplo, zonas con un débil valor del PA3D local como es el caso en la región de San José Chachalzin.

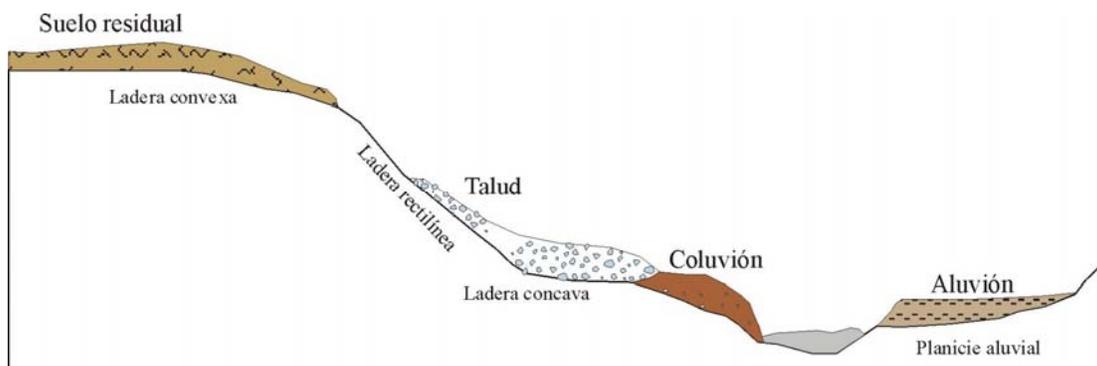


Figura III.4. Esquema de las relaciones entre suelos, talud gravitacional y coluvion.

III.3.2 TALUD O DEPÓSITO GRAVITACIONAL

El talud gravitacional es una superficie inclinada con una acumulación de detritos rocosos al pie de un acantilado o de una pendiente fuerte; el talud se origina por movimientos masivos de material rocoso de diferente granulometría (detritos, brechas, derrubios), en donde el agente principal es la gravedad y que se mueven por la ladera, valle abajo formando lóbulos o conos como expresión geomorfológica. El talud tiene un ángulo natural de reposo que es aquel en el cual el material se encuentra en equilibrio (Lugo, 1989; Barsch, 1996). Dicho ángulo depende de la granulometría homogénea de los sedimentos que lo forman. Pero cuando la granulometría de los materiales es heterogénea y mal clasificada como en los procesos de remoción en masa, no hay ángulo de reposo.

Los taludes gravitacionales pueden ser activos o inactivos; los activos se caracterizan por un escarpe frontal marcado mientras que las formas inactivas presentan transición convexa suave entre superficie y la vertiente frontal.

Los taludes gravitacionales inactivos todavía conservan su material pero han dejado de moverse. Ello puede deberse a causas climáticas, hidrológicas o geomorfológicas. El relieve superficial de un talud gravitacional inactivo todavía está bastante bien conservado. Los “paleotaludes gravitacionales”, en contraste ya están decaídos debido a la erosión o intemperismo, hay pérdida del material de la matriz (partículas mas finas), su superficie puede presentar elevaciones débiles remanentes de las estructuras de flujo (Brenning, 2003). Los taludes gravitacionales son los depósitos inestables con más entidad en el área en estudio (tabla III.2). Se observa que los taludes tiene un valor de PA3D más alto que los coluviones traduciendo una rugosidad en su superficie más fuerte.

Tabla III.2. Superficie de ocupación en 2D y 3D y porcentaje de aumento de los depósitos inestables.

MATERIAL	SUPERFICIE 2D	SUPERFICIE 3D	PA3D
Coluviones	9.256 Km ²	10.455 Km ²	9.45%
Taludes gravitacionales	12.979 Km ²	15.721 Km ²	14.72%

En términos generales el tamaño de los taludes gravitacionales en la zona varía entre los 400 a 1500 m de ancho y 300 a 2000 m de largo, los más grandes se van a originar esencialmente al pie de los acantilados del Jurásico Inferior y Superior; en su superficie se desarrollan ondulaciones y lomos característicos producidos por el flujo, además es fácil reconocer un talud gravitacional por su escarpe frontal convexo. Según el origen del material los taludes gravitacionales están formados principalmente por material de la vertiente.

El ejemplo del paleotalud gravitacional de La Galera ilustra el desarrollo de una formación de este tipo en relación con la presencia de un escarpe de 400 m en el Jurásico Superior (foto III.3).

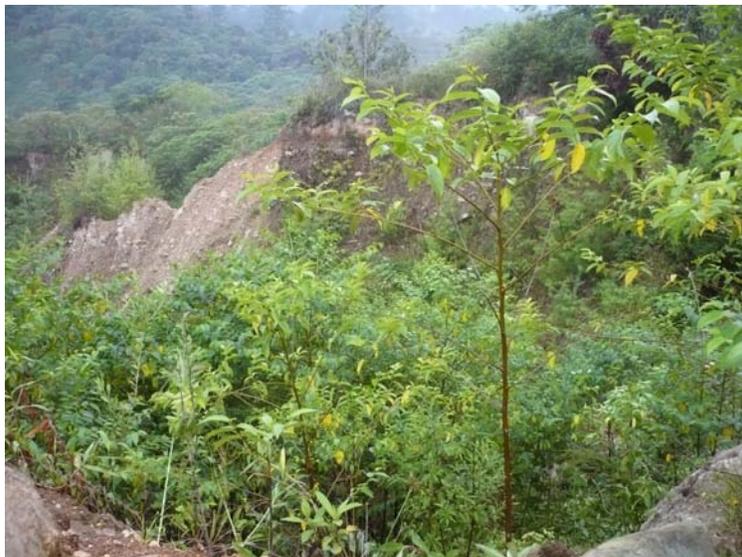


Foto III.3. Afloramiento del talud gravitacional que se encuentra en los alrededores del poblado La Galera.

Este depósito gravitacional proviene de un colapso que movilizó el material entre una cicatriz semicircular y el antiguo espejo de la falla normal consecuente de la formación de la Caldera de Los Húmeros (figura III.5).

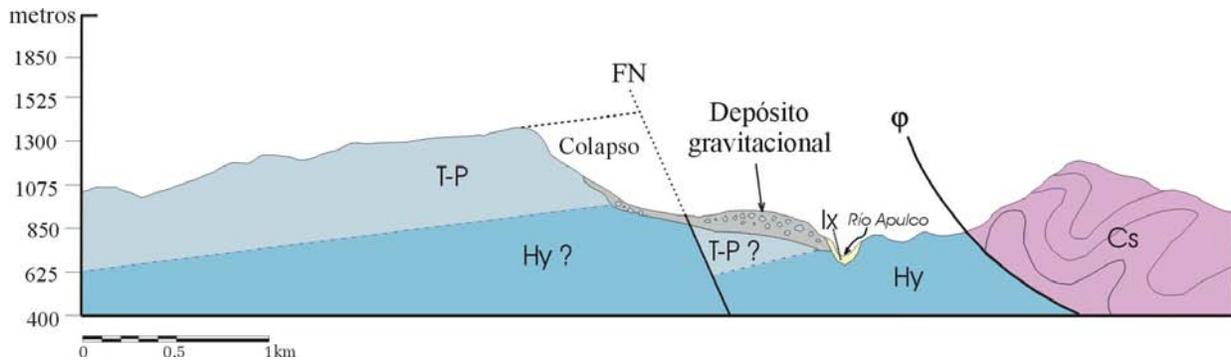


Figura III.5. Perfil esquemático del colapso y el talud gravitacional ocurridos en La Galera. T-P = Formaciones Tamán y Pimienta (Jurásico Superior); Hy = Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior); Ix = Ignimbritas Xaltipan (Cuaternario); Cs = complejo milonítico La Soleda; FN = Falla normal; ϕ = cabalgadura.

Se hizo una simulación sobre la zona de dicho talud gravitacional para estimar el volumen del material desplazado y acumulado en la zona convexa frontal durante este evento (figura III.6). El frente del lóbulo constituido por materiales poco consolidados (detritos) e inestables está frecuentemente afectado por procesos de remoción en masa (figura III.6A y B).

El programa *sim_desliz.exe* (Parrot, 2003d), reconstituye la forma anterior al evento simulando el MDT del escarpe preliminar (figura III.6.C) y así se calcula por diferencia entre el MDT simulado y el MDT original el volumen del talud gravitacional (figura III.6.D). Se puede ver que la simulación de este talud gravitacional obedece al comportamiento teórico propuesto por Crozier, 1973 para medir los elementos morfométricos de un movimiento de ladera, el cual se ilustra en la figura III.7.

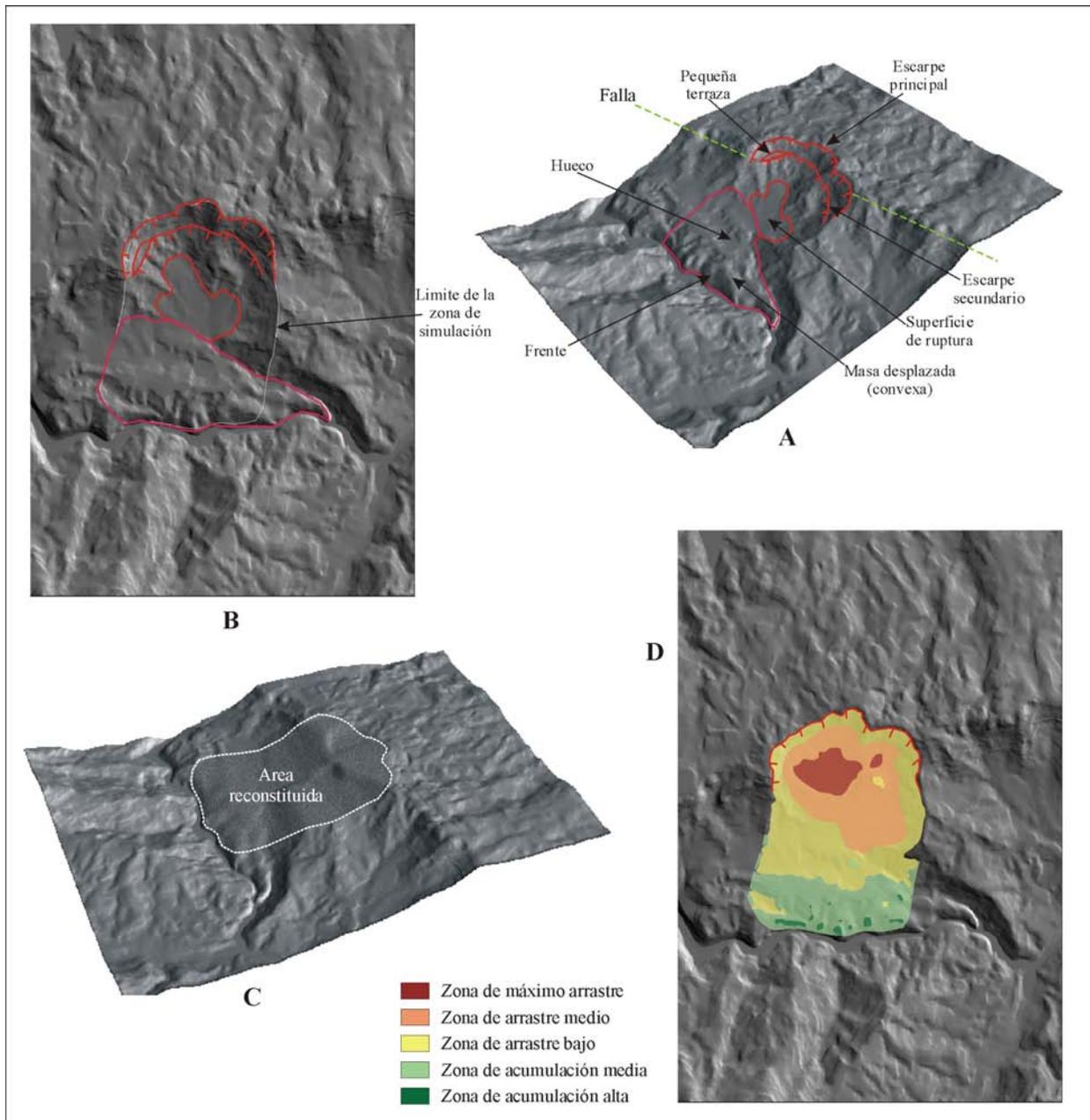


Figura III.6. Etapas de la simulación de la formación del talud o depósito gravitacional en el poblado La Galera. A. Bloque 3D del relieve actual del talud con sus elementos que lo constituyen; B. Límite de la zona de reconstitución del talud; C. Bloque 3D de área reconstituida; D. Zonas de arrastre y acumulación del material (ver leyenda).

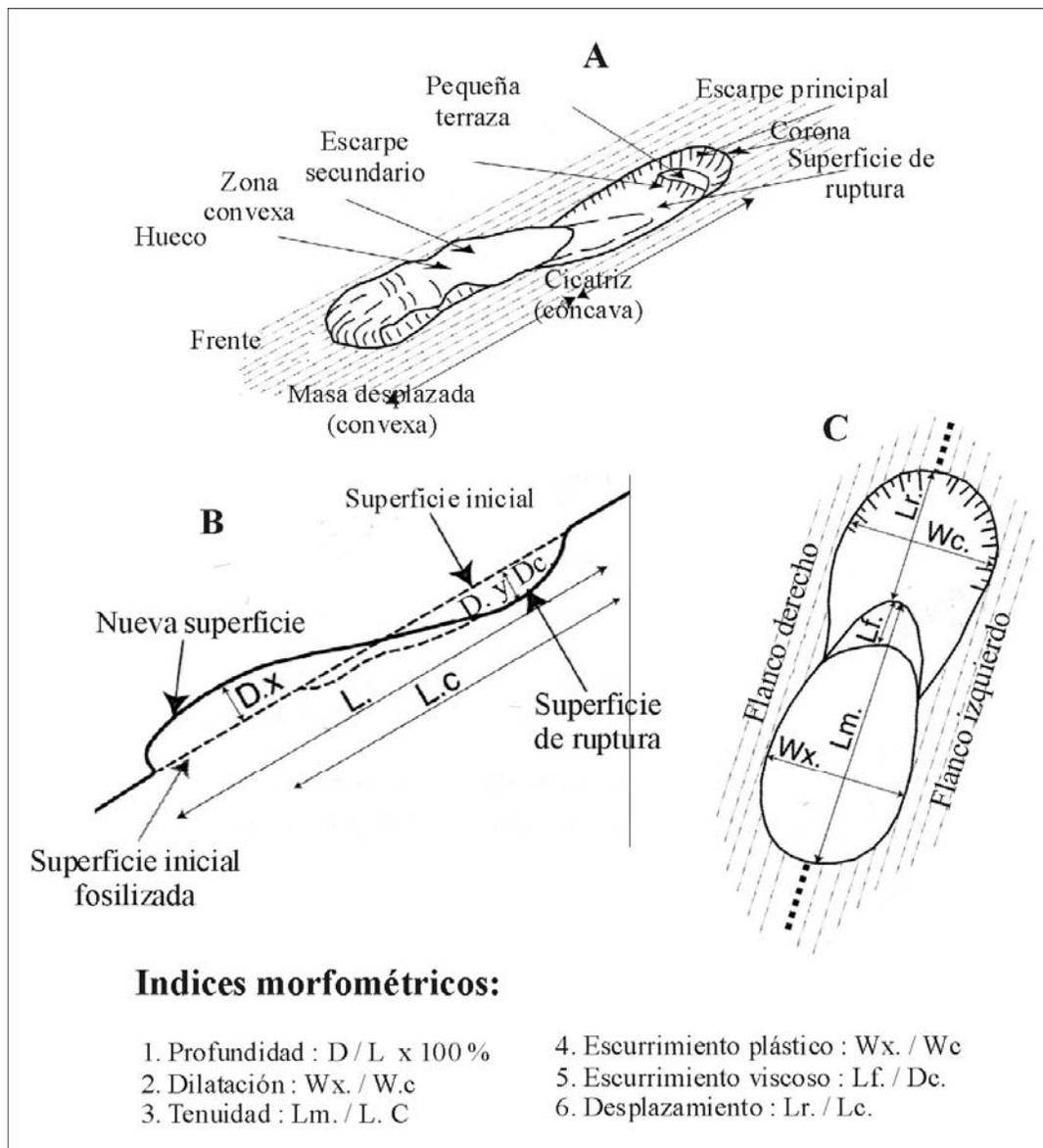


Figura III.7. Esquema teórico que permite medir los índices morfométricos de un proceso de remoción en masa (Crozier, 1973).

El volumen total movilizado es de 0.24 km^3 y el volumen del material depositado es de 16804250 m^3 , lo que representa solamente el 7 % del volumen del material arrastrado. Se debe notar que la simulación toma en cuenta como línea de base el lecho del río Apulco. En realidad los depósitos gravitacionales se extienden más al sur de este río, y se asume que la masa desplazada jugó un papel de barrera generando un lago temporal río arriba, el cual al vaciarse rompió dicha barrera arrastrando y erosionando la mayor parte del depósito (figura III.8).

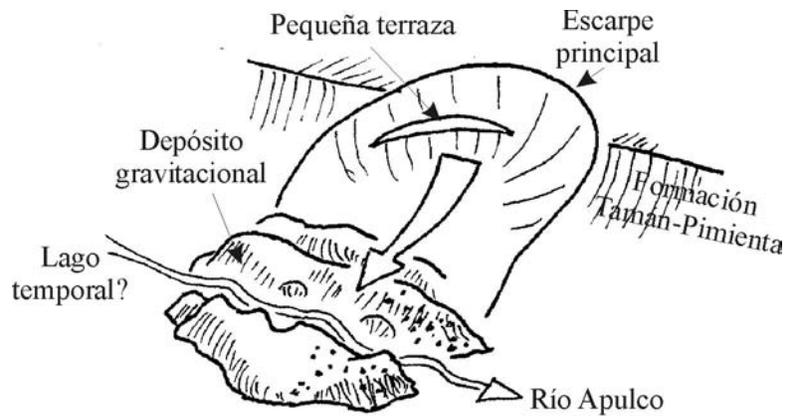


Figura III.8. Esquema del depósito gravitacional ocurrido en el poblado de La Galera de la zona en estudio.

Como se mencionó anteriormente los antiguos taludes gravitacionales dan lugar a una reactivación de un movimiento de ladera complejo, como el que se produjo al noroeste de San Agustín Chagchaltzin en 2005, afectando depósitos provenientes de la caída de bloques y partículas de material heterogéneo de la formación Huayacocotla (Jurásico Inferior) y de las riolitas intrusivas (figura III.9).

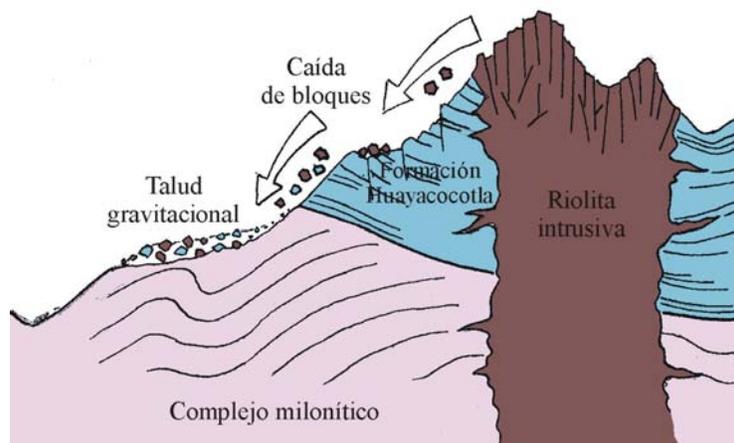


Figura III.9. Esquema de un movimiento de ladera complejo empezando como caída de bloques y continuo como flujo arrastrando material de la formación Huayacocotla y del complejo milonítico Cozolexco.

Cuando estas riolitas altamente fracturadas inician movimientos de caída, los bloques producto de este desprendimiento arrastran y llevan consigo también bloques de la formación Huayacocotla,

lo que explica la heterogeneidad del material que se encuentra en este depósito gravitacional (foto III.4A y B)

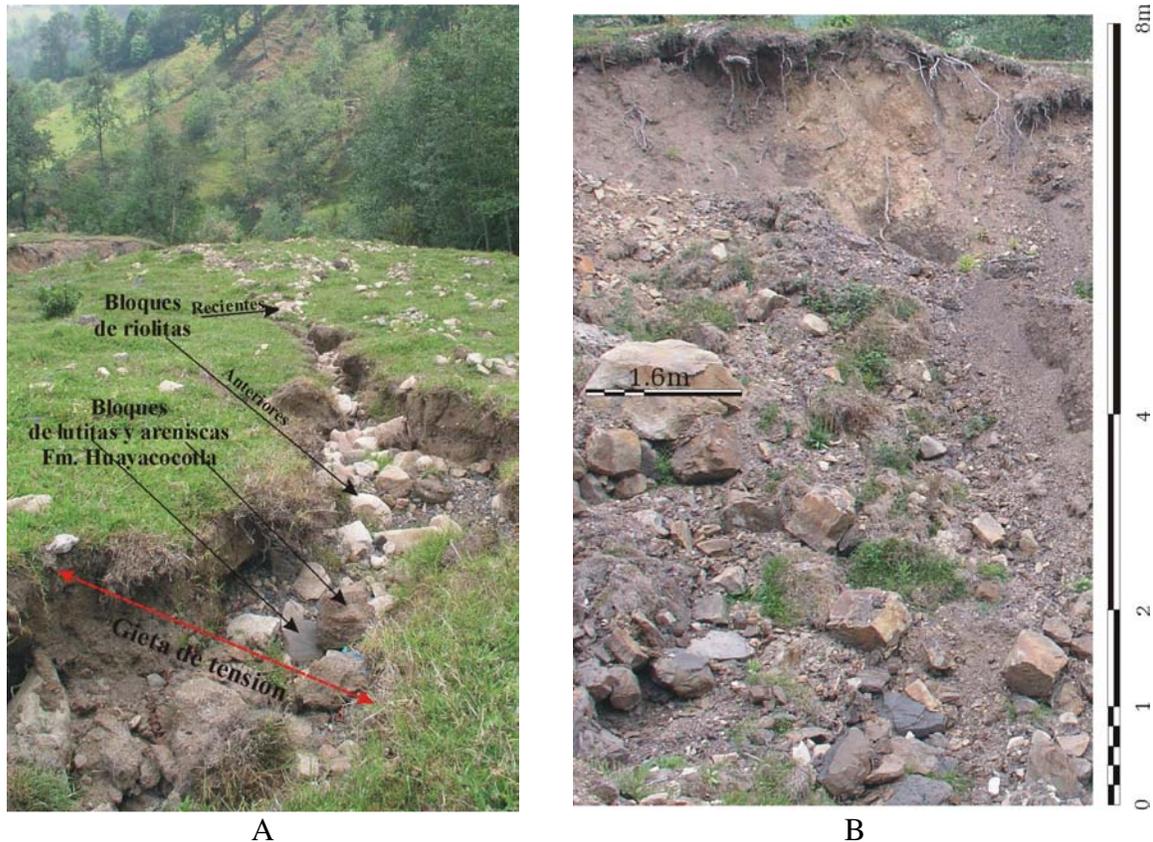


Foto III.4. Proceso de remoción en masa removilizando un depósito gravitacional en la región de San Agustín Chagchaltzin. A. Grieta de tensión o avance lateral que permite ver la heterogeneidad del material (bloques y planos); B. Depósito gravitacional de bloques de diversos tamaños de la formación Huayacocotla (JI) y de las riolitas, productos de PRM complejo ocurrido en 2005.

El esquema vertical de las formaciones encontradas en el mencionado talud gravitacional ilustra la estratigrafía de los materiales que lo constituyen (figura III.10). Existen lechos de arcillas que corresponden a antiguos flujos de lodo, zonas de reactivación producto de procesos de remoción en masa complejos y paleosuelos que corresponden a periodos de estabilidad y permiten definir una aproximada orientación y pendiente, medidas que se utilizaran en el capítulo V para definir el mapa de sensibilidad de dichas formaciones a los procesos de remoción en masa.

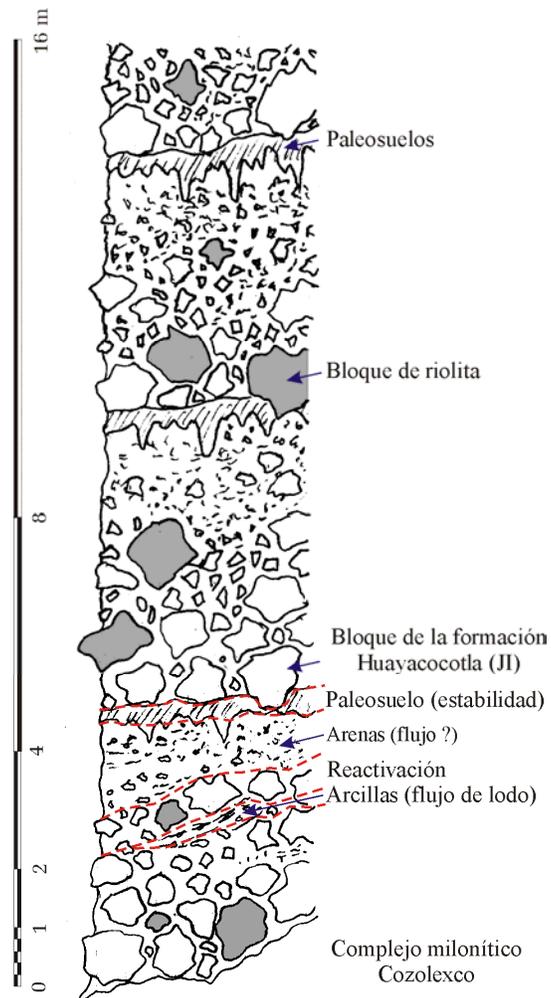


Figura III.10. Esquema vertical de un talud gravitacional cerca del poblado de San Agustín Chagchaltzin.

III.4 OBSERVACIONES

Los depósitos inestables de la zona en estudio se cartografiaron y se superpusieron sobre el mapa geológico estructural (figura III.11). La mayor área de los depósitos gravitacionales se encuentra en las zonas de contacto y de cabalgaduras entre la formación Huayacocotla y los complejos miloníticos

La posición de dichos depósitos se toman en cuenta para definir las diversas familias de procesos de remoción en masa que se van presentar en el capítulo IV.

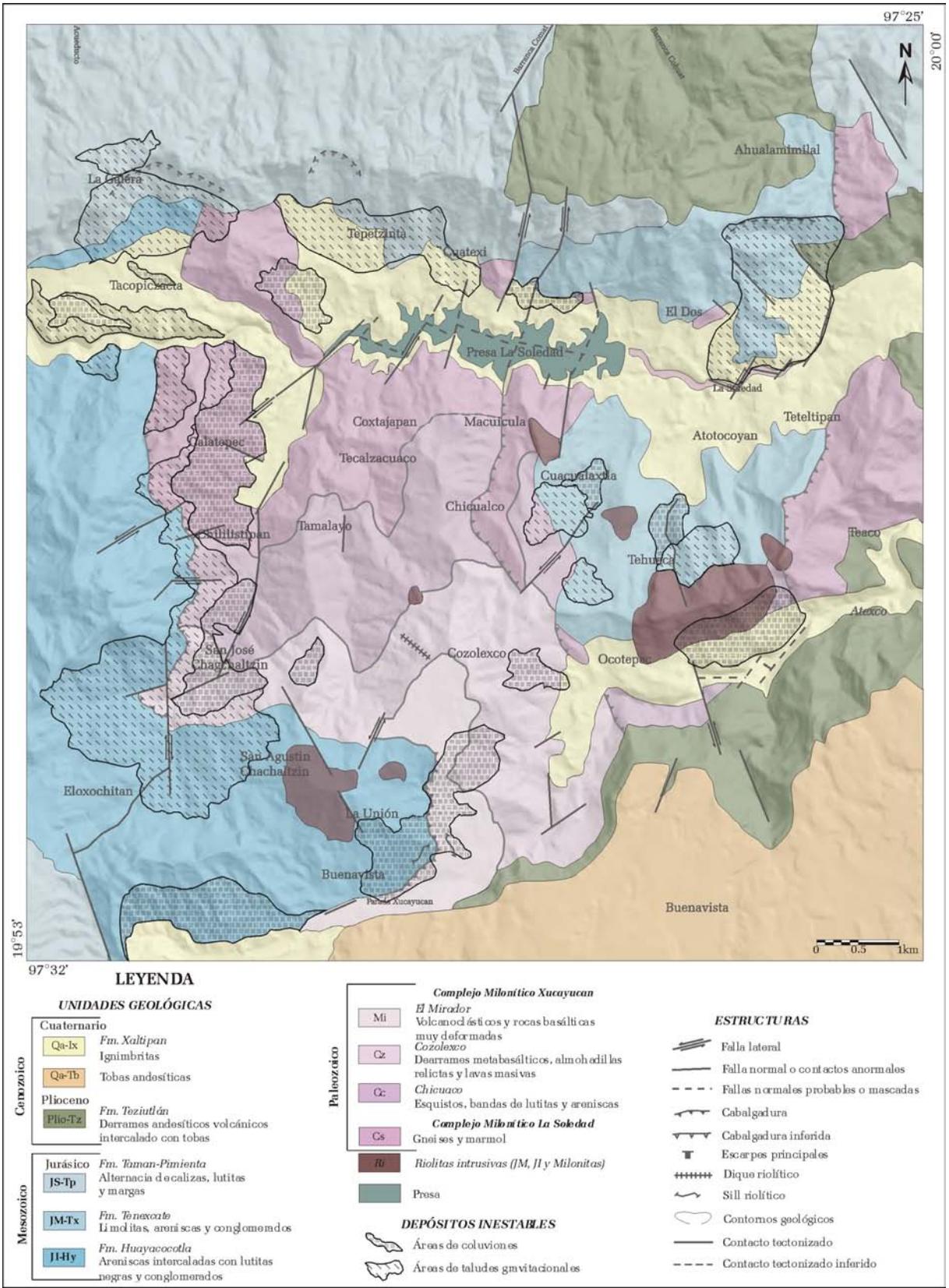


Figura III.11. Mapa de los depósitos inestables.

Capítulo IV

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

DESCRIPCIÓN Y CLASIFICACIÓN



IV.1 INTRODUCCIÓN

Las superficies de la Tierra que poseen una inclinación que favorece la remoción de partículas son las laderas. Algunos autores incluyen en esta definición hasta las de poca pendiente, de 2 a 5 grados. El 80% de la tierra firme consiste en laderas y sólo un 20% son planicies de menos de 2° de inclinación (Lugo, 1988).

Las laderas son masas de tierra y roca que han sido formadas esencialmente por procesos de origen interno: la creación de montañas (orogenia), los movimientos verticales de levantamiento y hundimiento, la actividad volcánica y otros (Lugo, *op. cit.*). Las laderas se encuentran en una intensa dinámica por los procesos de evolución del relieve y pueden cambiar en forma imprevista, debido principalmente a causas externas, las cuales producen un incremento en la tensión o esfuerzos, pero no a la resistencia de los materiales; las causas internas disminuyen la resistencia de los materiales sin cambiar la tensión o esfuerzos (Terzagui, 1950; Selby, 1993).

Los factores determinantes de inestabilidad son todos los factores que permanecen *in situ* como son los litológicos y estructurales (los materiales del terreno formadores pueden ser poco resistentes o estar caracterizado por la presencia de sistemas de debilidad como diaclasas, fracturas, fallas, planos de estratificación, buzamiento, etc.), topográficos (pendiente, mayores en montaña y menores en piedemonte y planicies) y climático refiriéndose al clima constante del lugar.

Entre los cambios de tipo externo más importantes se encuentran los geométricos o de peso que sufren las laderas, las tensiones transitorias naturales y artificiales a las que son expuestas (sismicidad, vibración por explosiones o uso de maquinaria pesada), los cambios en el régimen hidrológico (flujos de agua subterránea, intensidad y duración de la precipitación), los cambios en la resistencia de la roca y del corte de los planos de discontinuidad que presentan, la meteorización o diversos factores de tipo antrópico (Hoek y Bray, 1994; Dikau *et al.*, 1996). Los cambios de tipo interno están en relación con la transformación de los materiales a través de movimientos progresivos (por expansión lateral, fisuras, etc.), proceso de intemperismo y erosión (Alcántara, 2000).

Cuando las laderas se encuentran en una condición potencialmente inestable o desencadenante, los movimientos se inician con facilidad; es decir que la estabilidad de laderas es afectada por procesos de remoción en masa (PRM) o procesos gravitacionales; estos implican el movimiento hacia abajo de los materiales que forman a una ladera (Alcántara, *op. cit.*) y constituyen uno de los procesos geológicos más frecuentes que siempre han afectado a la superficie terrestre. También, cada formación geológica que perfila una ladera posee una susceptibilidad específica a los procesos de remoción en masa, de acuerdo con las características físicas que muestran los materiales. Por otro lado, para Cruden y Varnes (1996) las causas de los procesos de remoción en masa son de índole geológica, por procesos físicos, morfológicas y antrópicas, las cuales se resumen en la tabla IV.1.

Tabla IV.1. Causas de los movimientos del terreno (Cruden y Varnes, 1996).

CAUSAS DE ÍNDOLE GEOLÓGICA	CAUSAS POR PROCESOS FÍSICOS
Materiales débiles Materiales sensibles Materiales intemperizados Materiales sujetos a cizallamiento Materiales con fisuras y diaclasas Discontinuidades orientadas adversamente (esquistosidad, planos de inclinación) Discontinuidades estructurales (fallas, discordancias, contactos) Permeabilidad contrastante Contraste de materiales con diferente plasticidad	Precipitación intensa Derretimiento rápido de nieve o hielo Precipitación extraordinaria Sismos Erupciones volcánicas Gelifracción Expansión e hidratación de arcillas
CAUSAS MORFOLÓGICAS	CAUSAS ANTRÓPICAS
Levantamientos tectónicos o volcánicos Erosión glacial Erosión fluvial al pie de las laderas Erosión marina al pie de los acantilados Erosión glacial al pie de las laderas Erosión en márgenes laterales Erosión subterránea Remoción de la vegetación (por incendios y sequías)	Excavación de laderas o del pie de las laderas Incremento de peso en las laderas Desecación de cuerpos de agua (presas) Deforestación Irrigación Actividad minera Vibraciones artificiales

IV.2 DEFINICIÓN DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Haciendo un análisis histórico de las definiciones de los procesos de remoción en masa se considera que las primeras aparecen en el siglo XIX con Penck (1894), con los términos *mass movement* que describe un movimiento bajo la influencia de la gravedad y *mass transport* que

implica la movilización de materiales por algún agente como agua en corriente, aire o hielo. Para Sharpe (1938) un movimiento de remoción en masa es “la perceptible caída deslizando o cayendo de una masa relativamente seca de roca, suelo o de una mezcla de las dos”. En tanto que Varnes (1958) describe el concepto *slope movement* como un movimiento del suelo o sustrato rocoso que moviliza materiales naturales o artificiales.

Bloom (1974) define la remoción en masa como un término colectivo para todos los movimientos gravitacionales o cuesta abajo de los detritos rocosos meteorizados. Lo anterior denota que la gravedad es la única fuerza importante y que no está implicado ningún medio de transporte, tal como agua corriente, viento o hielo. También para Brunsden (1979), estos procesos gravitacionales involucran el movimiento de los materiales formadores de las laderas bajo la influencia de la gravedad y sin la existencia primordial de algún agente de transporte fluido. Según el Grupo Internacional de Trabajo para el Inventario Mundial de Movimientos del Terreno (WP/WLI, 1990) el concepto se refiere al movimiento de una masa de roca, tierra o detritos ladera abajo.

De Pedraza (1996) describe a los procesos de ladera como “el desplazamiento de materiales en las vertientes, sin intervención de ningún soporte activo o medio para movilizarlos, es decir, impulsados por su propio peso y corresponde por tanto a una “autotraslación” bajo la acción directa de la gravedad que, en estas circunstancias deberá considerarse un agente específico más”.

La idea central de las definiciones utilizadas anteriormente para los procesos de remoción en masa “es [que] el movimiento de material hacia abajo sobre la ladera en un relieve montañoso principalmente con la influencia de la gravedad y sin la influencia de un agente fluido de transporte”. Alcántara (*op. cit.*) señala que “los procesos de remoción en masa son aquellos movimientos de masas de suelo, detritos y rocas que ocurren en una ladera como resultado de la influencia directa de la gravedad, y que pueden ser desencadenados por factores internos y externos”.

Por otro lado, el término deslizamiento proviene de la traducción de *landslide* que se refiere al movimiento de cierto tipo de material (roca, detritos o derrubios, suelo o tierras) con la ayuda de

un agente de transporte (agua, viento y hielo), sobre un plano o superficie de deslizamiento. Skempton y Hutchinson (1969) conceptualizan la noción de *landslide* como un movimiento hacia abajo de la ladera de una masa de suelo o roca, que ocurre en una superficie de cizalla en los límites de la masa desplazada.

En el presente estudio consideramos a los procesos de remoción en masa como el movimiento de materiales (rocas, detritos y suelos) provenientes de la dinámica actual y anterior que afecta a las laderas; estos movimientos resultan de la influencia directa de la gravedad y pueden ser desencadenados por factores internos y externos.

IV.3 CLASIFICACIONES DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

En la literatura se reconocen varias clasificaciones sobre los procesos de remoción en masa y éstas dependen de la complejidad y el enfoque de los estudios realizados por otras disciplinas. En el presente trabajo sólo se indica la literatura científica más relevante.

Las primeras clasificaciones sobre los procesos de remoción en masa se realizaron en Rusia, la ex Unión Soviética y Europa Oriental por Bogdanovich en 1911 y Nifantov en 1935, quienes clasificaron los deslizamientos por el tipo de movimientos de masas de roca, el carácter del desplazamiento y los elementos morfológicos del movimiento de las rocas y los suelos. Nifantov (1935) y Rodionov (1939) ampliaron la temática hasta que Popov (1939) y Savarienskii (1940) lograron completar estas clasificaciones (en Almaguer–Carmenates y Guardado-Lacaba, 2006).

En la misma época, Sharpe (1938) propuso la primera clasificación de los movimientos gravitacionales en el idioma inglés (tabla IV.2). Él considera la velocidad del movimiento, en una escala que va de imperceptible a simple vista sólo evidenciada por algunos elementos del relieve y la vegetación así como por mediciones hechas en el terreno, hasta un movimiento rápido que puede ser observado. También señala que el incremento de la cantidad de agua o hielo en la masa de roca o suelo, determina la velocidad del material transportado.

Tabla IV.2. Clasificación de movimientos gravitacionales, según Sharpe (1938)

		MOVIMIENTO		HIELO		TIERRA O ROCA	AGUA	
		Tipo	Velocidad					
				Principalmente Hielo	Tierra o rocas mas hielo	Tierra o roca, seca o con cantidades menores de hielo o de agua	Tierra o rocas mas agua	Principalmente agua
Con lado libre	Flujo	Generalmente imperceptible	Reptación de rocas de glaciár		Reptación		Acarreo fluvial	
					Reptación de escombros de talud			
					Reptación	Solifluxión		
		De lento a rápido	Acarreo glaciarico	Solifluxión ↓	Derrumbe de detritos ↓			Corriente terrosa
								Corriente de barro
	Rápido				Derrumbe de detritos ↓			
	Deslizamiento (de tierra)	De lento a rápido Muy rápido			Desoronamiento			
					Deslizamiento detritos			
					Caída de detritos			
					Deslizamiento de rocas			
			Alud de rocas					
Confinado	Deslizamiento o flujo			Hundimiento				

Regresando a la literatura científica de la ex Unión Soviética y de la Europa Oriental cabe señalar la monografía dedicada a las condiciones de estabilidad de laderas y taludes de Maslov (1955) quién propuso clasificar los procesos de remoción en masa por la forma de alteración de la estabilidad de las laderas y taludes. Zolotariev (1956) y Emilyanov (1972) clasifican los deslizamientos por su estructura y la amplitud del fenómeno. Muchos de estos investigadores basaron sus ideas en los conceptos formulados por Terzaghi (1950) quien expreso con claridad los diferentes tipos de movimientos y mecanismos de fallas del macizo rocoso en las laderas y taludes (en Almaguer–Carmenates y Guardado-Lacaba, *op. cit.*).

Una amplia y completa clasificación la suministra Lontadze (1988) quien no solo clasifica los movimientos del macizo rocoso en las laderas y taludes a través del mecanismo sino que además brinda una posibilidad de evaluación a través de los elementos causales y condicionales; en su clasificación aparecen medidas ingenieriles aplicables para prevenir el desarrollo de los fenómenos gravitacionales o localizar sus efectos nocivos.

Por otro lado, Varnes (1975, 1978, 1984) fundamenta su estudio en el tipo de material involucrado, considerando la roca y el suelo como los principales factores (tabla IV.3), así como lo desarrollaron Hutchinson (1988), Sassa (1989), Dikau *et al.*, 1996) y Cruden y Varnes (1996). En España se han propuesto clasificaciones por Corominas y García (1997) quienes realizaron una versión más simplificada de la planteada por Varnes en 1978.

Tabla IV.3. Clasificación de procesos de ladera, según Varnes en De Pedraza (1996).

TIPO DE MOVIMIENTO			TIPO DE MATERIAL		
Caída			Roca (sustrato)	Suelo (formación superficial) Gruoso Fino	
Vuelco					
Deslizamiento	Rotacional	Unidades pequeñas	En roca	En derrubios	En tierras
	Translacional	Unidades grandes			
Expansión Lateral			En roca	En derrubios	En tierras
Flujo					
Reptación					
Complejo			Combinación de dos o más tipos		

De Pedraza (1996) presenta una clasificación (la cual no se utiliza en la actualidad) que incluye cuatro procesos principales: caída libre, deslizamiento, flujo y reptación o *creep*, que es el movimiento lento de arrastre del suelo a favor de la pendiente.

La clasificación de EPOCH (tabla IV.4) forma parte del programa “la Ocurrencia Temporal y Pronóstico de Deslizamientos en la Comunidad Europea” (European Community Programme, 1993) y se basa en la clasificación de Varnes (1978) y Hutchinson (1988). Utiliza el tipo de movimiento (desprendimientos, vuelcos o desplomes, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos) y los materiales formadores (rocas, detritos o derrubios y

suelos), de tal manera que los mecanismos involucrados pueden determinar el impacto a partir de su velocidad y volumen.

Tabla IV.4. Clasificación de los procesos de remoción en masa. Fuente: EPOCH (1993) a partir de la clasificación de Varnes (1978) y Hutchinson (1988). Tomado de Alcántara, 2000).

MECANISMO DE MOVIMIENTO	TIPO DE MATERIAL INVOLUCRADO		
	ROCA (rock)	DERRUBIOS (debris)	SUELO (soil)
Desprendimientos (falls)	Caída o desprendimiento de rocas (rockfall)	Caída o desprendimiento de derrubios (debris fall)	Caída o desprendimiento de suelos (soil fall)
Vuelco o desplome (topple)	Vuelco o desplome de rocas (rock topple)	Vuelco o desplome de derrubios (debris topple)	Vuelco o desplome de suelos (soil topple)
Deslizamiento rotacional simple (rotational slide)	Individual (simple) Múltiple (múltiple) Sucesivo (succesive)	Individual (simple) Múltiple (múltiple) Sucesivo (succesive)	Individual (simple) Múltiple (múltiple) Sucesivo (succesive)
Deslizamiento translacional o de bloques no-rotacional (translational slide, non-rotational)	Deslizamiento de roca en bloque (block slide)	Deslizamiento de derrubios en bloque (block slide)	Deslizamiento translacional de suelos (slab slide)
Deslizamiento Planar	Deslizamiento de rocas (rock slide)	Deslizamiento de derrubios (debris slide)	Coladas de barro (mudslide)
Flujos (flow)	Flujo de rocas (rock flow)	Corrientes de derrubios (debris flow)	Flujos de tierra, arena o suelo (soil flow)
Expansión lateral (lateral spreading)	Expansiones laterales en rocas (rock spreading)	Expansiones laterales en derrubios (debris spread)	Expansiones laterales en suelos (soil spreading)
Complejo (complex)	Ejemplo: Alud de rocas (rock avalanche)	Ejemplo: Flujo deslizante (flow slide)	Ejemplo: Rotación con flujo de tierras (slump-earthflow)

En la clasificación de Dikau *et al.* (1996), se ven resumidos los diferentes trabajos que hasta esa fecha se habían realizado (tabla IV.5).

Tabla IV.5. Clasificación de los procesos de remoción en masa según Dikau *et al.* (1996)

TIPO DE MOVIMIENTO	SUBTIPO
Caída o Desprendimiento de suelo o roca	
Vuelco o desplome de suelo o roca	
Deslizamiento rotacional	Simple Múltiple Sucesivo
Deslizamiento translacional	Deslizamiento translacional o de bloques Deslizamiento de suelos Deslizamiento rocoso Deslizamiento de derrubios
Extensión lateral	Extensión lateral de rocas Extensión lateral de suelos
Flujos	Rocas Derrubios Arena
Complejo	Alud o avalancha de rocas
	Flujo deslizante

Según las observaciones hechas en el terreno y la fotointerpretación de las imágenes de satélite, los procesos de ladera en la zona en estudio se clasifican principalmente de acuerdo con el material de arrastre; se tomaron en cuenta las clasificaciones propuestas por Varnes (1975, 1978), Hutchinson (1988) y Dikau (1996) y también se clasificaron de acuerdo a las características morfológicas de las trazas de los procesos de remoción en masa. Ésta última se explica en el capítulo V. De acuerdo con estas clasificaciones de los procesos de remoción en masa se dividen en seis principales: *caídas, vuelcos, deslizamientos, flujos, reptación y movimientos complejos*; estos pueden variar de acuerdo al material en el que se originen: rocas, detritos y suelos.

IV.3.1 DESPRENDIMIENTOS O CAÍDAS (Falls)

Las caídas o desprendimientos involucran la caída libre de material (rocas, detritos o suelos) en laderas inclinadas, por lo general con pendiente mayor a 30°, o bien en el borde de alguna pared rocosa, por ejemplo un acantilado afectado por erosión fluvial (Alcántara-Ayala 2000).

Este movimiento de caída libre inicia con la cuarteadura del material y el desprendimiento de este por agentes externos a través de intemperismo físico, en una superficie inclinada. El material que

puede originar desprendimientos es todo aquel que sea deleznable, ya sea en fragmentos grandes o bloques, o bien en detritos. Pueden rebotar, rodar, deslizarse o caer libremente. Dependiendo de esta acción puede sufrir una transformación en su forma, en términos generales, ésta será mínima en el rodamiento ladera abajo, y mayor en la caída libre (figura IV.1 y foto IV.1).

El volumen de la masa en movimiento resulta de la ubicación de la cicatriz de separación en el lugar de origen, y de otras características propias del material, tales como la separación laminar, por disgregación o en bloques, pudiendo ser mínimo en el caso de los suelos y mayor en la roca. Los cambios en el relieve o la morfología del lugar de depósito dependen a su vez de las características del material desplazado, del volumen de la masa removida y del relieve preexistente en la zona de acumulación (Brunsden, 1984).

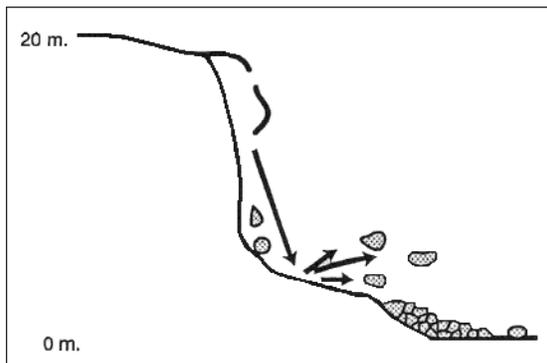


Figura IV.1. Esquema de movimiento de caída de bloques que muestra la separación de una ladera escarpada; los bloques descienden en caída libre a través del aire, saltan y ruedan. El movimiento puede ser de muy rápido a extremadamente rápido (Alcántara, 2000).

Foto IV.1. Bloques de derrubios provenientes de las formaciones del Jurásico Superior, localizados cerca del poblado de Cuatexi

IV.3.2 VUELCOS O DESPLOMES (Topples)

El vuelco basa su movimiento en la rotación de una masa de suelo, detritos o roca, en función de un eje o pivote determinado por su centro de gravedad (figura IV.2 y foto IV.2). La dirección del

movimiento es hacia delante o hacia la parte externa, generalmente perpendicular a las grietas o discontinuidades que generan su separación del bloque principal, lo cual involucra inclinación o basculamiento, pero no colapso.

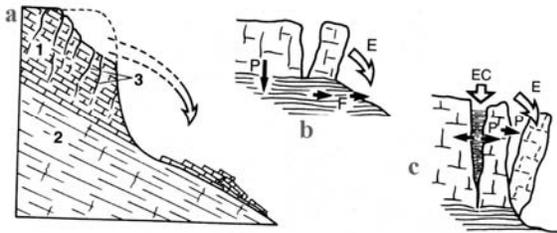


Figura IV.2. Esquema de vuelcos (Flageollet, 1989), a. Desplome por deslizamiento capas sobre capas (1= calizas, 2 = margas y 3= fisuras); b. balanceo de rebote por rompimiento y desplome de las capas débiles subyacentes (P = punto de la masa rocosa; E = derrumbe por balanceo; c. Derrumbe por la presión hidrostática del gel dentro de la fisura (EC = separación; P = presión; E. derrumbe por basculamiento).

Foto IV.2. Desprendimiento de bloques en materiales de calizas.

Este tipo de procesos ocurren en una o más superficies, en materiales que poseen un sistema de discontinuidades preferencial como diaclasas, grietas de tensión o superficies columnares. Se clasifican según su material en: vuelcos de rocas, de derrubios o detritos y de suelo (Alcántara, 2000).

IV.3.3 DESLIZAMIENTOS (*Slides*)

Se denomina deslizamiento al movimiento lento de una masa de suelo o rocas en una ladera de más de 15° de inclinación, plano sobre el que resbala. Los deslizamientos se llevan a cabo favorecidos por la infiltración de agua y contactos de rocas inclinadas en dirección de la pendiente de la ladera. Sus dimensiones o espesores de las masas son muy variables, las hay de cientos de miles de metros cúbicos de roca, lo mismo de unas decenas de metros cúbicos; en

espesor varían de menos de un metro a más de veinte. Son propios de las montañas y de las riberas de ríos, lagos y mares. Al producirse un deslizamiento se origina una grieta de forma cóncava vista en plano, en la zona de ruptura, con un escarpe que presenta el movimiento vertical entre las masas. En la grieta puede desarrollarse un circo de erosión. La masa deslizante presenta, por lo general una superficie escalonada (Lugo 1989). Similar a lo que ocurre en un inicio con el vuelco, la presencia de grietas es la primera señal de la posibilidad de que se genere un proceso de este tipo, estas se llegan a localizar en la zona que ocupara el escarpe principal.

Los deslizamientos se subdividen en tres tipos: rotacional, translacional y planar, y la superficie de ruptura define al tipo. El **rotacional** se caracteriza por superficies de ruptura cóncavas o curvas; los materiales o la masa desplazada se acumulan ladera abajo y su grado de deformación suele ser muy bajo. Los movimientos posteriores al inicial, pueden ocasionar el retroceso progresivo de la corona, la extensión y velocidad; puede ser muy variable según el tipo de material en el que se originen.

Según las etapas del movimiento los deslizamientos rotacionales (figura IV.3) se clasifican en simples, múltiples y sucesivos, clasificación aplicable a las variantes de tipos de material.

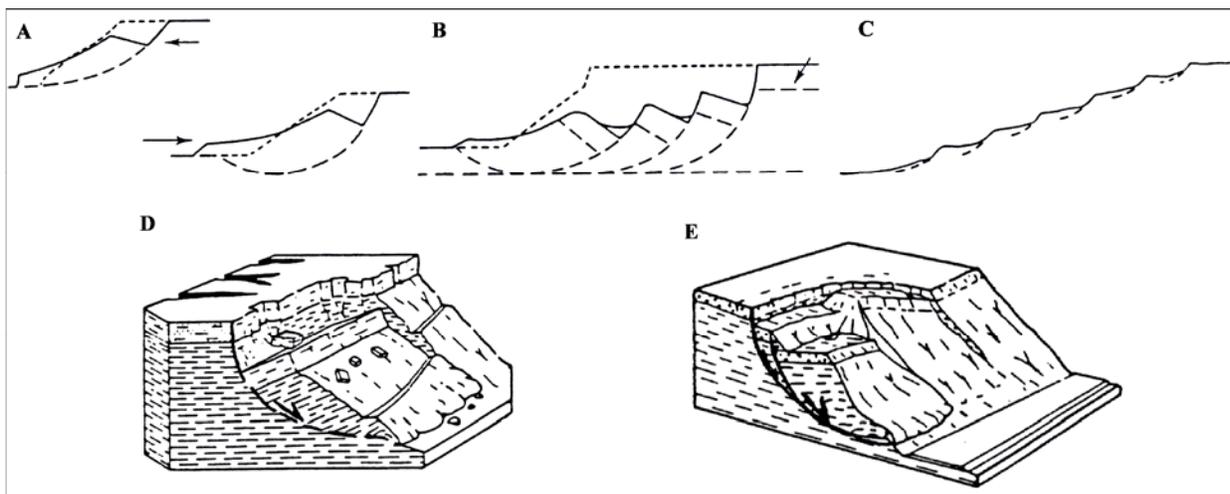


Figura IV.3. Principales tipos de deslizamientos definidos por Hutchinson (1988). A. Simple; B. múltiple; C. En relevo; D y E. Movimiento ligado a fuerzas que provocan un desplazamiento curvo alrededor de un punto situado debajo del centro de gravedad de la unidad desplazada: En todos los casos, la superficie de ruptura es curva y cóncava.

Las superficies semiplanas u onduladas evidencian movimientos **translacionales**, los cuales suelen ser poco profundos. Los deslizamientos translacionales según su etapa de movimiento se subdividen en deslizamientos de roca en bloque, deslizamiento de derrubio en bloque y deslizamientos translacionales de coluviones y de suelos (figura IV.4).

Por último, las superficies planas, indican deslizamientos **planares**, los cuales se clasifican a partir del material involucrado como los deslizamientos de rocas, deslizamientos de derrubios y coladas de barro (Alcántara, *op. cit.*).

La velocidad de un deslizamiento suele ser menor a la de una caída o desprendimiento, aunque el volumen de material desplazado generalmente es mayor. Asimismo, la deformación de la masa de material removido, llega a ser menor que en los otros tipos de procesos. Por la velocidad del evento no es fácil observar el momento mismo de su ocurrencia. Este proceso deja marcas perceptibles tanto en la ladera de origen, como en el lugar de depósito. Por ejemplo, en la foto IV.3 se observa la cicatriz dejada por la superficie de ruptura, acompañada del escarpe, la corona y otros puntos que reflejan la separación del material; en el lugar de depósito se crean formas acumulativas tales como lenguas, conos o bloques caóticos, que se identifican con cierta facilidad como pertenecientes a la vertiente de origen.

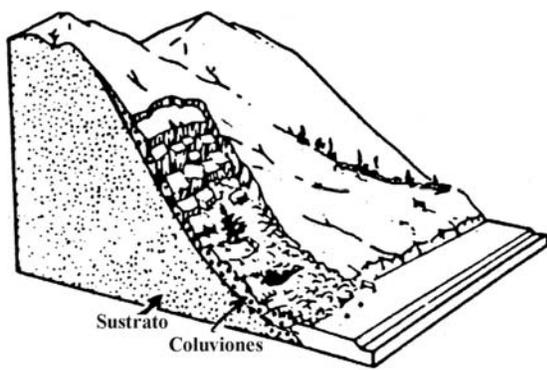


Figura IV.4. Deslizamiento translacional. A. Esquema (los coluviones corresponden a regolitas desplazadas).

Foto IV.3. Deslizamiento translacional en material de coluviones en la carretera que va de La Unión a Atotocoyan. En la cabecera aparece una coronación con cicatrices de arranque (en negro) y en la masa desplazada se reconocen bloques.

IV.3.4 REPTACIÓN (*Creeping*)

Movimiento lento de material superficial (suelos) que ocurre sobre las laderas de poca pendiente (figura IV.5). Según De Pedraza (1996) la reptación la sitúa como un flujo discontinuo es decir, un flujo de todo el suelo según un fenómeno rítmico, estacional o diario, por variaciones húmedo seco o hielo-deshielo que conllevan expansión-retracción.

Se consideran otras modalidades de reptación o pseudo-reptación provocadas por: reajuste de material en derrubios, presión confinante de una masa de roca sobre otra (reptación continua) y actividad biológica (reptación fortuita) (De Pedraza, 1996).

Varios procesos pueden detonar el movimiento de reptación como el impacto de gotas de agua sobre el suelo, la actividad biológica, la actividad antrópica, etc. (foto IV.4).

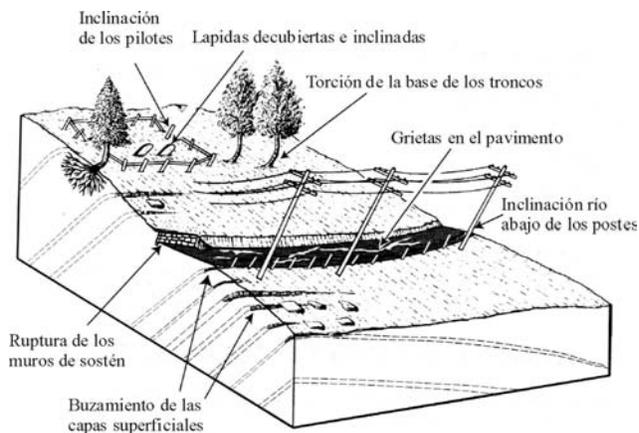


Figura IV.5. Esquema de las principales manifestaciones del fenómeno de reptación en una ladera de pendiente suave (Bloom, 1974).

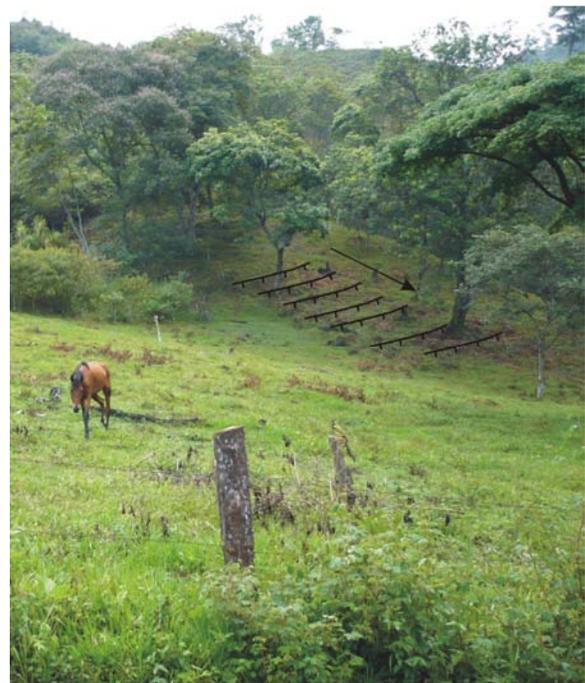


Foto IV.4 Fenómeno característico del crecimiento anómalo (curvatura) en los árboles, por el desplazamiento lento del suelo, es decir, reptación; se presenta sobretodo al norte de la presa La Soledad.

IV.3.5 FLUJO (*flow*)

Son movimientos de suelos, rocas o derrubios ladera abajo en donde las partículas o bloques tienen movimientos relativos con respecto a la masa global en movimiento que puede contener un porcentaje importante de matriz y pueden ser lentos o rápidos, así como secos o húmedos (Dikau *et al.*, 1996). Están asociados a la saturación de los materiales superficiales, es por ello que muchos deslizamientos pueden terminar como flujos de acuerdo al contenido de agua que la masa preexistente presente (figura IV.6). En la zona en estudio se desencadenan principalmente flujos de detritos y se producen donde hay una fuente abundante del material que se puede movilizar por la adición del agua. Tales condiciones existen en las laderas de las montañas con suelos y especialmente en zonas cóncavas donde hay una capa gruesa de coluviones (foto IV.5).

Las fuertes lluvias son probablemente las fuentes mas comunes de agua, pero se requiere de abundante agua para que los flujos de detritos se produzcan; para ello se necesita de ciertas condiciones que son particularmente favorables para que esto ocurra como: la intensa precipitación y de larga duración o cuando la precipitación es uniforme y tranquila, el flujo de agua en los pequeños afluentes de ríos que están en las laderas escarpadas, es constante y la salida del flujo es rápida.

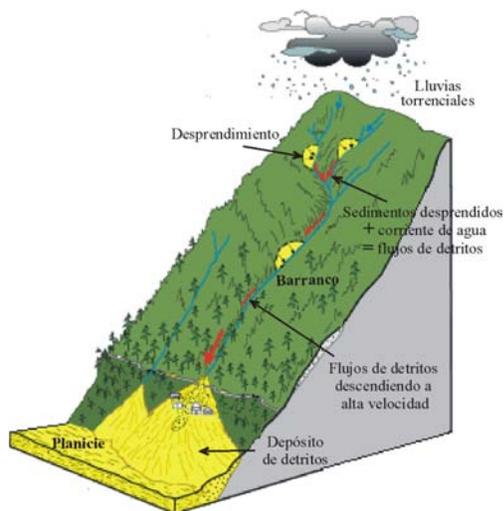


Figura IV.6. Esquema de que como se origina un flujo de detritos



Foto IV.5. Depósito de detritos Cerca del poblado de San José Chagchaltzin, este tipo de flujo de detritos se encuentra en casi todas las carreteras de la zona en estudio.

IV.3.6 MOVIMIENTOS COMPLEJOS (*Complex movements*)

Los movimientos complejos presentan la combinación de dos o más de los procesos de remoción descritos. Esto puede darse al iniciar un proceso, y en su avance ladera abajo, de tal forma que se da una transformación de sus características, convirtiéndose o combinándose con otro proceso. Este tipo de movimiento es muy frecuente debido a la variedad de factores que generan los movimientos (Alcántara, 2000).

Entre los procesos complejos (figura IV.7) se distinguen dos principales: los aludes o avalanchas de rocas y los flujos deslizantes (Dikau *et al.*, 1996). En el primer caso, de acuerdo con su nombre, se presenta el movimiento de rocas a gran velocidad y recorriendo una distancia considerable (foto IV.6); por otro lado, los flujos deslizantes resultan del colapso o caída repentina de material granular, cuya magnitud de velocidad y distancia recorrida son similares a las avalanchas de roca. Generalmente, el depósito de este tipo de procesos es una forma alargada y estrecha, resultado de la velocidad de desplazamiento sobre el terreno (Brunsden, 1988; Selby, 1993).



Figura IV.7. Esquema de un PRM complejo comienza con una ruptura de la roca, después caída de bloques, continúa como una avalancha de rocas, se puede formar un talud gravitacional o continuar como flujo.

Foto IV.6. PRM complejo (Avalancha de rocas). Los derrubios se agrupan como corredor en el fondo del valle.

IV.4 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA PRESENTES EN LA ZONA EN ESTUDIO

IV.4.1 TIPOS DE PRM IDENTIFICADOS EN LAS UNIDADES GEOLÓGICAS EN 1999 Y 2005.

Se generaron decenas de procesos de remoción en masa: *caídas, vuelcos, deslizamientos, flujos, reptación y movimientos complejos* en los años 1999 y 2005; sin embargo los de mayor incidencia fueron los de caídas de rocas, deslizamientos (translacionales), flujos y movimientos complejos (avalanchas de rocas), los cuales dejaron cicatrices o huellas. En general tienen una forma alargada y estrecha a lo largo de las laderas, excepto algunos procesos de remoción en masa que son más anchos que largos. En longitud varían de unos 10 metros a cientos de metros, aunque la gran mayoría no supera los 100 metros (ver tabla en anexo 3). Su superficie es de decenas a algunos miles de metros cuadrados. Estos pueden ser nuevos o reactivados.

Tabla IV.6. Número total de PRM por unidad geológica en los años 1999 y 2005

UNIDADES GEOLÓGICAS	FORMACIONES	No. PRM
Cuaternario	Ignimbritas Xaltipan	40
Cuaternario Inferior	Tobas andesíticas	10
Plioceno	Teziutlán	5
Jurasico Superior (Tithoniano Oxfordiano)	Tamán y Pimienta	17
Jurasico Medio (Batoniano-Bajociano)	Tenexcate	31
Jurasico Inferior (Liásico)	Huayacocotla	55
Complejo Xucayucan	El Mirador	11
	Cozolexco	20
	Chicuaco	13
Complejo La Soledad	La Soledad	29
Intrusivo	Riolitas	12
Total		243

La mayoría de los PRM en la zona en estudio se localizaron en las laderas cóncavas, cerca de las carreteras o terracerías, en las partes altas de las montañas muy escarpadas que en algunos casos siguieron los cursos de los ríos, cerca de los poblados, en lugares con y sin vegetación, sobre todo en lugares deforestados. Se identificaron 243 PRM entre los años 1999 y 2005 según la

fotointerpretación de las imágenes de satélite y el censo en el terreno. La localización y densidad de los PRM se realizó en cada unidad geológica (tabla IV.6).

En los párrafos siguientes se describen los PRM en orden de ocurrencia para cada formación geológica.

IV.4.1.1 PRM en las unidades metamórficas

En conjunto los complejos miloníticos tienen el mayor número de ocurrencia de PRM (73). Aunque los gneises y los metagabros del complejo de La Soledad tengan un fuerte índice de resistencia geológica (GSI) que no favorece el desarrollo de PRM, el 40% de los PRM que afectan las unidades metamórficas que se encuentran en este complejo.

En realidad éstos PRM movilizan depósitos inestables que cubren el material rocoso y corresponden a pequeños deslizamientos translacionales en pendientes entre 20° y 40°. Excepto algunos flujos de rocas y de detritos y caídas de rocas que se relacionan con las zonas tectonizadas o de contacto entre los complejos miloníticos y las formaciones del Jurásico, los PRM que se localizan en las formaciones superiores del ensamblaje metamórfico, se producen a partir de los depósitos inestables, especialmente los coluviones, generando deslizamientos translacionales y flujos de detritos que dibujan cicatrices lineales sobre pendientes de 10° a 30°.

IV.5.1.2 PRM en la Formación Huayacocotla (JI)

En segundo lugar de alta ocurrencia de PRM están los que se produjeron en la Formación Huayacocotla (55 PRM ver tabla IV.5), la cual está constituida por derrames andesíticos a basálticos, intercalados con lutitas negras, areniscas y conglomerados formados por partículas y clastos de origen volcánico. Estos PRM se produjeron como deslizamientos profundos de tipo rotacional cuando involucran lutitas fuertemente plegadas y fracturadas, con un crucero que sigue aproximadamente la pendiente del relieve. En la zona de Teziutlán (Puebla), Capra y Lugo (2003) estiman que la formación de presiones positivas en las fracturas aunadas a la particular geometría de las capas de lutitas favorece el desarrollo de este tipo de deslizamiento. Cuando los

PRM se producen en las zonas de taludes gravitacionales y coluviones, los tipos identificados fueron deslizamientos rotacionales y translacionales, flujos de detritos, caídas y avalanchas de rocas. La mayoría de estos tipos de PRM ocurrieron en pendientes entre los 20° a 29° y en menor proporción en pendientes de 30° a 39°.

En la figura IV.8 que corresponde a un bloque 3D proveniente de *Google Earth* se localizan en la región de Chagchaltzin la mayoría de estos tipos de PRM.

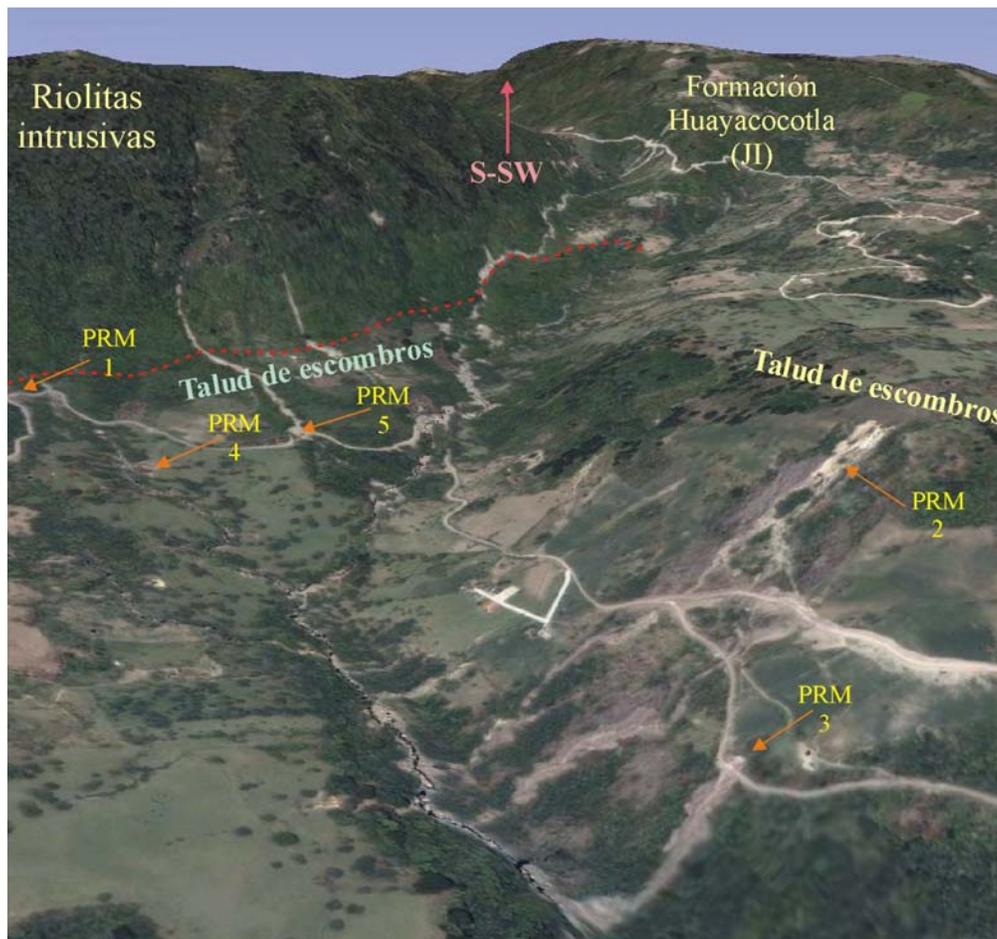


Figura IV.8. Localización de los PRM en el bloque 3D de la zona de San José Chagchaltzin, obtenido a partir de los datos de Google Earth. Los números indican los puntos de localización de los PRM.

Por ejemplo en el año 2005 se produjeron varios deslizamientos translacionales en el tramo de la carretera que va de San José Chagchaltzin a San Agustín Chagchaltzin; estos ocurrieron en los depósitos inestables de coluviones. En la foto IV.7 (punto PRM1 de la figura IV.8) se muestran

dos deslizamientos recientes. El PRM que se localiza a la derecha fue de mayor importancia y se relacionó con un antiguo deslizamiento cuyas cicatrices se dejan ver entre la vegetación que lo colonizó.



Foto. IV.7. Deslizamiento translacional en la unidad geológica JI. Se encuentra en el tramo de la carretera que va de San José Chagchaltzin y San Agustín Chachlatzin

En la misma región se desencadenaron varios PRM en los años de 1999 y 2005; estos fueron principalmente deslizamientos rotacionales, translacionales y complejos que destruyeron los caminos de terracería como fue el caso del gran deslizamiento translacional (punto PRM2 de la figura IV.8) ocurrido en 1999 (foto IV.8).

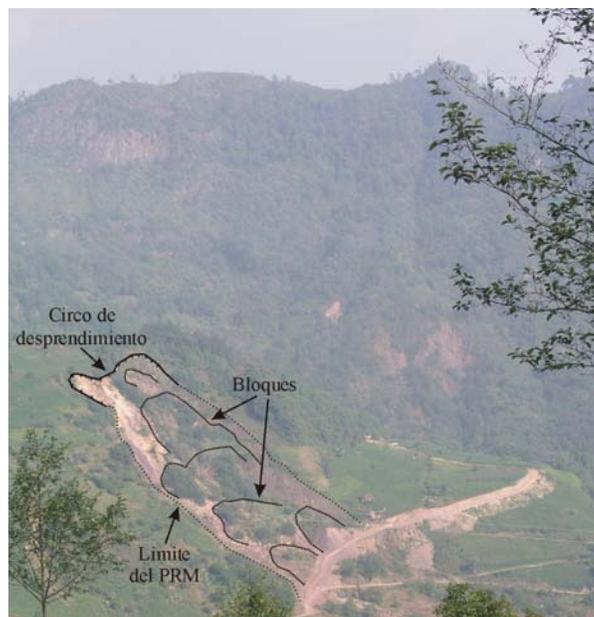


Foto IV.8. Deslizamiento rotacional de bloques de grandes dimensiones (238 m de ancho y 289 de longitud) que se produjo en 1999.

También cerca del deslizamiento descrito en el párrafo anterior pero en el año 2005 se produjeron dos importantes procesos gravitacionales que fueron movimientos complejos: el primero inicio como desprendimiento de rocas destruyendo la carretera y continuó como un flujo de detritos (foto IV.9 Ay B, y punto PRM3 de la figura IV.8).



A



B

Foto IV.9. Movimiento complejo en el tramo de la carretera que va de San José Chagchaltzin hasta Chililis. A Cicatriz de inicio del PRM y B. Zona de flujo de detritos.

El segundo movimiento complejo también inicio como un desprendimiento causado por una falla, después siguió como deslizamiento translacional y continuo como un flujo de detritos (foto IV.10 A y B, punto PRM4 de la figura IV.8). Los volúmenes de material rocoso de ambos PRM fueron de cientos de metros cúbicos.



A



B

Foto IV.10. Movimiento complejo ocurrido en 2005 Primero empezó por un deslizamiento translacional (A) y continuó como flujo de detritos (B).

Otro movimiento complejo ocurrido en la misma zona, fue el que inicio como desprendimiento de material y continuó como una avalancha de rocas arrastrando principalmente material de la formación Huayacocotla y riolitas; este alud de rocas siguió el cauce del río Chagchaltzín (foto IV.11 y punto PRM5 de la figura IV.8).



Foto IV.11. Depósito de material proveniente de la formación Huayacocotla y riolitas, producto del alud de rocas que siguió el cauce del río cerca del poblado de San Agustín Chagchaltzin.

Los cambios notables en el relieve se debieron a la remoción y acumulación de rocas y detritos, dejaron grandes cicatrices, que se pudieron identificar como trazas en las imágenes de satélite.

También en el caso del deslizamiento complejo se produjo en una ladera alta con pendiente mayor de 15° , la corriente de derrubios formó un canal poco profundo por los fragmentos rocosos en movimiento mismos que en gran parte quedaron depositados en forma lineal.

IV.5.1.3 PRM en la Formación Ignimbritas Xaltipan (Qa)

En tercer lugar de ocurrencia de PRM (40 eventos) fueron los que se desencadenaron en las Ignimbritas Xaltipan, principalmente fueron deslizamientos translacionales y rotacionales que algunos se convirtieron en complejos (foto IV.12 y foto IV.13).



Foto IV.12. Evidencia de un antiguo deslizamiento translacional en las ignimbritas Xaltipan (año 1999) que destruyó la carretera (ya fue reconstruida).



Foto IV.13. Flujo de coluviones sobre las ignimbritas en la terracería que va al poblado de Tepetzinta.

Capra *et al.* (2003 a y b), asumen que el mecanismo principal que dispara el movimiento de laderas constituidas por ignimbritas resulta del desarrollo de presiones positivas en éstos materiales volcánicos no consolidados. Concluyen que la alternancia de suelos arcillosos con horizontes de caída de pómez/escorias determina la formación de discontinuidades hidráulicas a partir de las cuales se originan niveles freáticos que van saturando los sedimentos.

La mayoría de estos PRM se produjeron sobre las carreteras y al norte de la presa La Soledad durante y poco después de la nueva construcción del camino que va hacia el poblado La Galera. Estos PRM se presentaron en un rango de pendiente de 10° - 39° , pero la mayoría ocurrieron entre los 10° - 19° y en algunos casos se desencadenaron en pendientes de menos de 10° . En las

ignimbritas, los deslizamientos se concentran principalmente en las laderas de los barrancos y se presentan en las laderas entre 20° y 29°.

En las tobas subyacentes se observan algunos PRM del mismo tipo, ya que involucran un material casi similar.

IV.5.1.4 PRM en la Formación Tenexcate (JM)

En cuarto lugar de ocurrencia de los PRM (31 eventos) se produjeron en la formación Tenexcate que está constituida por una alternancia de lutitas, limolitas, areniscas. El tipo de procesos gravitacionales en esta formación fueron principalmente de flujo de detritos y rocas. Estos PRM se produjeron principalmente en pendientes de 30° a 40°, aunque hubo aproximadamente un 10% de deslizamientos en pendientes mayores a los 50°.

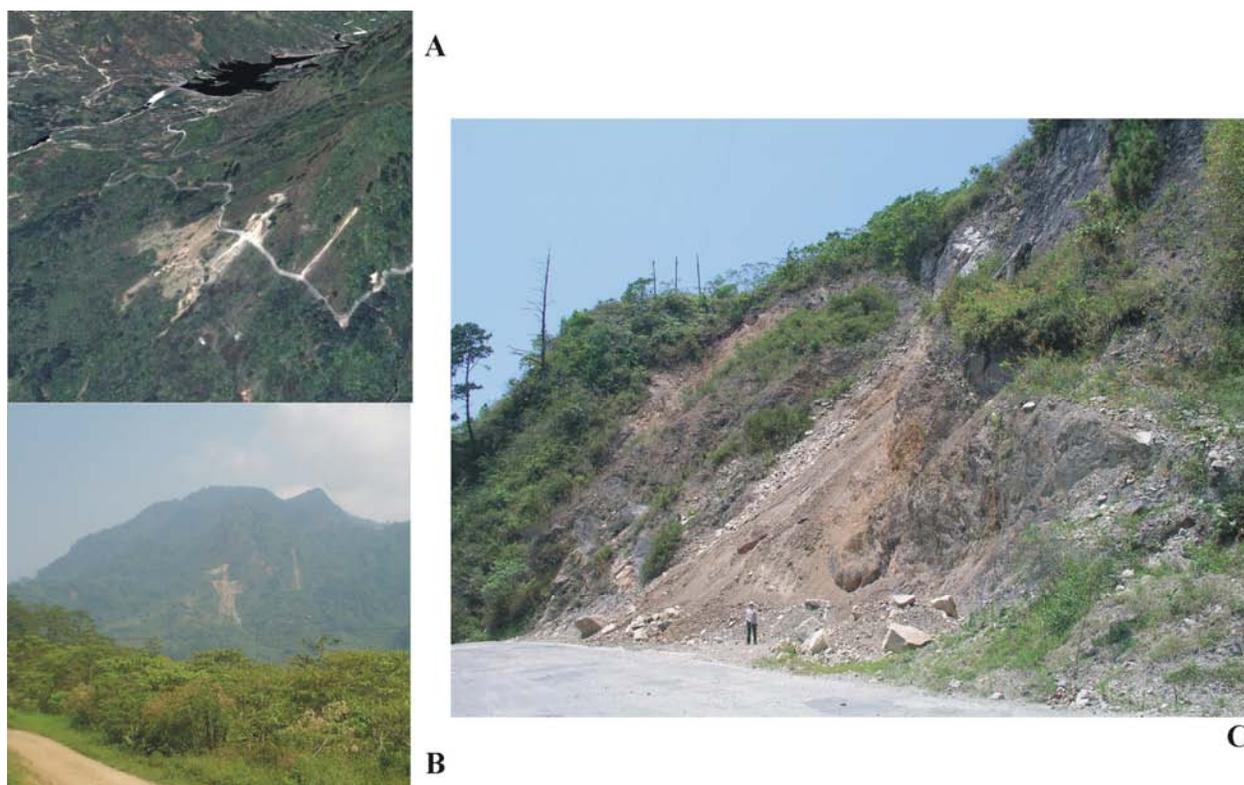


Foto IV.14. Flujo de rocas y detritos. A. localizado en un bloque 3D extraído de Google Earth; B. Toma de la foto desde la terracería de Teteltipan; C. Escarpe principal del PRM sobre la carretera que va de Atotocoyan hacia Ahualamimilal, a dos kilómetros del poblado El Dos.

En la foto IV.14A se muestra en la imagen de satélite reportada en un bloque 3D un enorme flujo de rocas y de detritos ocurrido en el año 1999, en el tramo de la carretera que va del poblado El Dos a Hualamimilal, en la parte noreste de la zona en estudio.

Este PRM destruyó una parte de la carretera y se puede observar su forma general desde lejos (foto IV.14B). En el terreno se determinó que la pendiente del terreno en donde ocurrió el PRM fue de 48° y se observó que era una zona con vegetación; el movimiento inició como un desprendimiento de las rocas, después se deslizó y concluyó como flujo. El material es principalmente rocoso y de tamaño heterogéneo y el suelo es poco desarrollado (foto IV.14C).

IV.5.1.5 PRM en las Formaciones Tamán y Pimienta (JS)

Los procesos de remoción en masa que se relacionan con las formaciones del Jurásico Superior (17 eventos), se desencadenaron principalmente en los taludes gravitacionales provenientes de antiguos colapsos que afectaron las laderas de fuerte pendiente con exposición hacia el Sur generando grandes circos de erosión.

Los estratos de las formaciones Tamán y Pimienta en la zona en estudio son horizontales y anchos, por tanto el acomodo del material no favorece el desarrollo de circos de erosión y dificulta el desarrollo de PRM, pero hay no obstante la pendiente y el acomodo están en contra. Solo hay un factor que puede generar PRM y circo de erosión en condiciones estructurales y geológicas adversas: las diaclasas que permiten filtración y favorece que las calizas se desintegren y sistema de fallas ortogonales y alguna que otra activa. Esto va a desencadenar deslizamientos rotacionales; como se dan junto a valles, la mayor parte del depósito se va. Evoluciona el circo de deslizamiento convirtiéndose en un receptáculo de erosión fluvial. Cuando la red está integrada se trata de una evidencia de PRM antigua.

IV.5.1.6 PRM en las Riolitas

El caso de las formaciones intrusivas riolíticas se produjeron 12 PRM; es interesante porque se trata de una roca masiva con un índice de resistencia geológica (GSI) fuerte, pero a la vez

intensamente fracturada que representa por esta razón una fuente de caídas de roca que después se convierten en movimientos complejos (avalancha de rocas).

En el capítulo VI se explica cómo este tipo de formación se relaciona con el factor de coincidencia entre un rasgo geológico (en este caso el fracturamiento) y la fuerte pendiente del relieve, desencadenando avalanchas de rocas que siguen generalmente los cursos de los cauces de los ríos alcanzando grandes distancias (foto IV.15).



Foto IV.15. Deposito de bloques de riolitas en el fondo del valle provenientes de un movimiento complejo que inicio como caída y después se convirtió en una avalancha de rocas en los alrededores del poblado de Tehuaca.

IV.5.2 FRECUENCIA DE LOS PRM EN LAS UNIDADES GEOLÓGICAS

En el diagrama de la figura IV.8 se representa la frecuencia de los PRM en rangos de pendiente para cada unidad geológica. De acuerdo con estos resultados, los procesos de remoción en masa en pendientes débiles (0° - 9°) están en función del grado de compactación del material (ignimbritas y tobas) o de la estructura de las rocas (pliegues y diaclasas del Jurásico Inferior y esquistosidad del complejo milonítico).

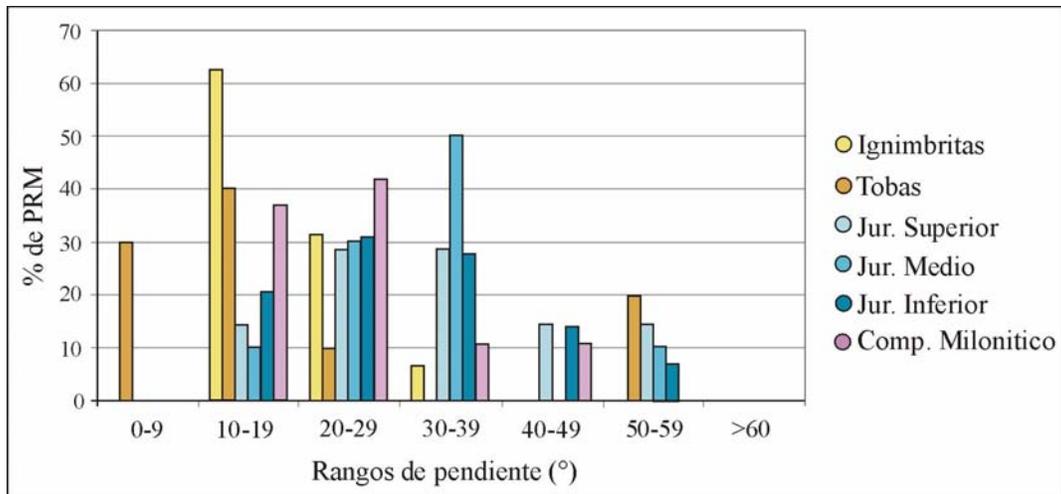


Figura IV.8. Porcentaje de deslizamientos en 6 rangos de pendientes para cada formación geológica.

También se puede representar de manera sintética en triángulos la gráfica de barras de la repartición de los PRM en función de los rangos de pendiente para cada unidad geológica. Por ejemplo, en el triángulo A (figura IV.9A) para los PRM que se produjeron en las tobas, el 30% se encuentra en el rango 0-9°, el 40% en el rango 10°-19° y el 30% es > 20°. Se ve que los PRM que ocurrieron en las otras formaciones no se encuentran en el rango 0-9° y se sitúan sobre el lado opuesto.

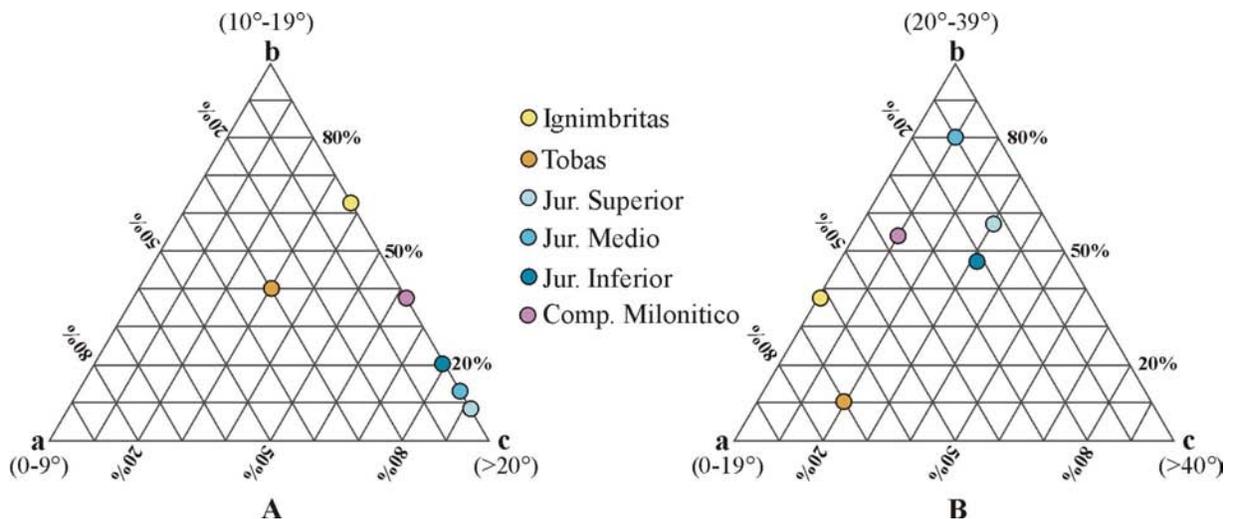


Figura IV.9. Representación de los rangos de pendiente en triángulos (en Ochoa-Tejeda, 2004).

Por esta razón se definieron otros rangos de pendiente (0-19°, 20-39° y > 40°) para determinar cual era la dispersión de los PRM en función de dichos rangos (figura IV.9B). En este caso el

70% de los PRM descritos anteriormente en las tobas ocurrió en pendientes de $< 19^\circ$, el 10 % en el rango 20° - 39° y el resto 20% es $> 40^\circ$.

Cuando los puntos se encuentran cerca del centro de gravedad del triángulo (33.33%, 33.33%, 33.33% para cada eje) la dispersión es completa; por ejemplo los PRM del Jurásico Inferior se producen en casi todos los rangos de pendiente (21%, 48%, 31% para los tres rangos del triángulo B).

IV.6 OBSERVACIONES

En la zona en estudio la superficie del material movilizado por los procesos de remoción en masa se colonizan rápidamente porque las condiciones climáticas favorecen el desarrollo de la vegetación (foto IV.16).

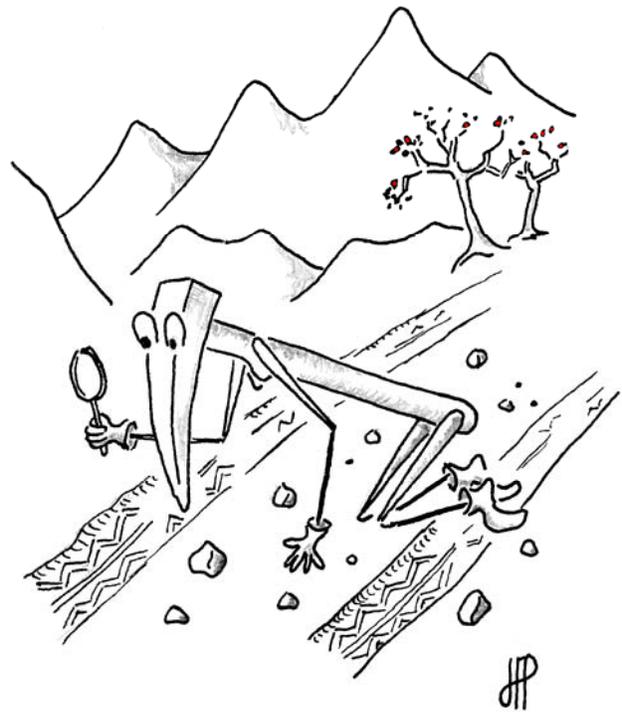
En el caso de los PRM de 1999 la toma de las imágenes IKONOS se hizo un año después. Durante ese tiempo la vegetación no pudo colonizar las superficies relacionadas con los PRM, lo que permitió estudiar las trazas producidas por estos eventos, como se explica en el capítulo siguiente.



Foto IV.16. Ejemplo de colonización por la vegetación en la zona donde se produjo un deslizamiento. Se observa que el PRM se reactiva en su parte central y fue recolonizado.

Capitulo V

EXTRACCIÓN AUTOMÁTICA DE LAS TRAZAS DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA



V.1 INTRODUCCIÓN

De manera general, las investigaciones relacionadas con el estudio de los movimientos de remoción en masa requieren del apoyo de varias técnicas y herramientas como son la percepción remota, la información proveniente del modelo digital de terreno (Guillande *et al.*, 1993), el estudio *in situ*, el acceso a datos preexistentes (mapas geológicos, geomorfológicos, etc.), así como el uso de un sistema de información geográfica (SIG). De hecho, muchas investigaciones recientes se centran principalmente en la percepción remota y los SIG para definir el papel y el peso de cada uno de los parámetros involucrados en la inestabilidad de laderas (Gupta y Joshi, 1990; Rengers *et al.*, 1992; Terlien *et al.*, 1995, Temesgen *et al.*, 2001; De la Ville *et al.*, 2002; Ochoa-Tejeda, 2004).

Como se mencionó en el capítulo I, las imágenes de satélite IKONOS de la zona en estudio son de diciembre del año 2000 y se tomaron 13 meses después de los eventos de octubre de 1999. Se utilizaron éstas imágenes y el modelo digital de terreno para extraer de manera automática las trazas de los procesos de remoción en masa, y así poder definir sus características morfológicas utilizando parámetros de Reconocimiento de Patrones con el fin de clasificarlas. También, se calcularon las principales orientaciones de dichos movimientos de ladera.

Por esta razón, éste capítulo se divide en cuatro apartados: el primero concierne a la localización de los procesos de remoción en masa (PRM), a partir de los índices de reflectancia y atributos primarios del modelo digital de terreno (MDT); el segundo trata sobre la extracción automática de las trazas de los procesos de remoción en masa; en el tercero se da la definición y extracción de algunos parámetros morfológicos, y por último, el cuarto se refiere al estudio de la morfología de dichas trazas utilizando un método de Reconocimiento de Patrones, para así llegar a una clasificación de las trazas en diferentes familias¹.

¹ Este capítulo corresponde en gran parte a un artículo publicado en la revista Mexicana de Ciencias Geológicas (Ochoa-Tejeda y Parrot, 2007a).

V.2 LOCALIZACIÓN DE LOS PRM, A PARTIR DE LOS INDICES DE REFLECTANCIA Y ATRIBUTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS DEL MDT.

En primer lugar, se tomó en cuenta la ubicación de todos los procesos de remoción en masa censados por el servicio de protección civil del estado de Puebla poco después del evento; también se estudiaron en el terreno los rasgos de dichos procesos de remoción en masa (forma, extensión, tipo, pendiente, material involucrado, uso del suelo, etc.).

La extracción de las zonas donde ocurrieron los procesos de ladera a partir de las imágenes IKONOS y de los atributos primarios provenientes del MDT, consistió en la definición de un modelo de extracción capaz de tomar en cuenta las características de la forma estudiada y sus relaciones espaciales. El modelo $M(\alpha, \beta, \gamma, \dots, \omega)$ se basó en definir los parámetros $\alpha, \beta, \gamma, \dots, \omega$ que jugaban un papel eficaz para extraer las trazas de los procesos de remoción en masa en función de sus rasgos morfológicos. Entre ellos, se utilizaron dos índices de reflectancia: el índice de vegetación normalizado (*Normalized difference vegetation index* [NDVI]), el índice de brillantez del suelo [SBI], y también diversos atributos primarios extraídos de la superficie del MDT.

V.2.1 ÍNDICES DE REFLECTANCIA

Antes de calcular los índices de reflectancia, se hizo un pretratamiento de las imágenes de satélite para normalizar entre 0 y 255 los valores de las bandas, para evitar los agrupamientos de valores que se originan al hacer una elongación clásica (*stretching*). Para ello se desarrolló un algoritmo *pins.exe* (Parrot, 2001) que elonga la escala de valores de tonos de gris sin crear espacios libres en el histograma resultante.

El algoritmo es el siguiente:

$$V_{(i,j)} = \left[\frac{(P_{(i,j)} - Min)}{(Max - Min)} \right] \times 255$$

donde $P_{(i,j)} = \sum_{n=i-1, i+1}^{m=j-1, j+1} I_{(n,m)}$ cuando se utiliza una conectividad 8

o $P_{(i,j)} = I_{(i,j)} + I_{(i-1,j)} + I_{(i,j+1)} + I_{(i+1,j)} + I_{(i,j-1)}$ en el caso de la conectividad 4

I corresponde al valor inicial de los píxeles involucrados; P es el resultado de la suma del píxel central y de sus vecinos (4 u 8); V el valor del píxel normalizado resultante, Min y Max , el mínimo y el máximo de todos los valores de P .

Después de normalizar las imágenes de satélite, se realizó un estudio de correlación de varios índices de reflectancia (*Normalized Difference Vegetation Index* [NDVI], *Soil Adjust Vegetation Index* [SAVI], *Green Vegetation Index* [GVI], *Difference Vegetation Index* [DVI], *Soil Brightness Index* [SBI], *Brightness* [B]) para elegir los que mostraban mayor información en la localización e identificación de las trazas de los procesos de ladera.

La mayoría de los índices de reflectancia se definieron a partir de las bandas espectrales de los satélites Landsat; en el caso de TM y ETM+, los valores espectrales de las bandas son los siguientes: 0.45 – 1.515 μ m para la banda 1 (azul), 0.525 – 0.605 μ m para la banda 2 (verde), 0.63 – 0.69 μ m para la banda 3(rojo), 0.76 – 0.90 μ m para la banda 4 (infrarrojo cercano), 1.55 - 1.75 μ m para la banda5 (infrarrojo medio), 2.08 -2.35 μ m para la banda 7 (infrarrojo lejano). Existe una correspondencia estrecha entre los valores espectrales de las cuatro bandas del satélite IKONOS (0.45 - 0.52 μ m para el azul, 0.52 - 0.60 μ m para el verde, 0.63 - 0.69 μ m para el rojo y 0.76 - 0.90 μ m para el infrarrojo cercano), y las bandas 1, 2, 3 y 4 del satélite ETM+, lo que permite utilizar las mismas formulas para calcular diversos índices.

Se determinó que los dos índices de reflectancia más relevantes fueron el índice normalizado de vegetación (NDVI) y el índice de brillantez del suelo (SBI).

V.2.1.1 Índice de vegetación normalizado (NDVI)

El índice de vegetación normalizado corresponde a una transformación no lineal de las bandas del visible rojo (R) e infrarrojo cercano (NIR) (Rouse *et al*, 1973; Jackson *et al*, 1983; Tucker *et al*, 1991). El NDVI es el resultado de la diferencia entre los valores de estas bandas (R, 0.63 - 0.69 μ m; NIR, 0.76 - 0.90 μ m) y corresponde a una medida del vigor de la vegetación en cuanto

al contenido de humedad (figura V.1A). Los valores del NDVI están comprendidos entre -1 y +1 (sobre las imágenes de 8 bits se normalizó entre 0 y 255) y se calculan como:

$$NDVI_{(i,j)} = \frac{NIR_{(i,j)} - R_{(i,j)}}{NIR_{(i,j)} + R_{(i,j)}}$$

donde: (i,j) son las coordenadas del píxel en estudio.

De hecho, como lo demostraron Guyot y Gu (1994), para evitar de subestimar los valores de reflectancia de la banda roja, se necesita ponderar estos valores de la manera siguiente:

$NDVI_{(i,j)} = \frac{NIR_{(i,j)} - 0.801 R_{(i,j)}}{NIR_{(i,j)} + 0.801 R_{(i,j)}}$ en el caso de las imágenes Landsat TM y ETM+ y también para las imágenes IKONOS.

V.2.1.2 Índice de brillantez del suelo (SBI)

El índice de brillantez del suelo proporciona información sobre las áreas potencialmente erosionadas y corrobora la información proveniente del NDVI.

Existen varios índices de brillantes del suelo como el *Tasseled Cap Transformation Brightness Index (BI)*, el *Brightness (B)* y el *Soil Brightness Index (SBI)* entre otros. Estos índices se calculan a partir de las imágenes Landsat TM con las siguientes ecuaciones:

$$BI = 0.3037TM1 + 0.2793TM2 + 0.3279TM3 + 0.3406TM4 + 0.5082TM5 + 0.1863TM7$$

donde TM1 a TM7 son las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7 respectivamente. Crist y Cicone (1984a y b) adaptaron a seis bandas el concepto inicial de Kauth y Thomas (1976) desarrollado a partir de los datos MSS (Landsat Multispectral Scanner). Este índice no se puede utilizar en el caso de las imágenes IKONOS que no tienen bandas correspondientes al infrarrojo medio y lejano.

$B = \sqrt{TM3^2 + TM4^2}$, es decir la banda roja y la banda infrarroja cercana en el caso de Landsat TM lo que corresponde a las bandas 3 y 4 de IKONOS.

y

$$\text{SBI} = \sqrt{\frac{B2^2 + B3^2 + B4^2}{3}}$$

donde B2 es la banda verde, B3 la banda roja y B4 la banda del infrarrojo cercano, tanto para Landsat ETM+ como para IKONOS.

El **SBI** se utiliza generalmente para mostrar las variaciones cromáticas de los suelos y por esta razón es muy útil para identificar los rasgos de los suelos (figura V.1B).

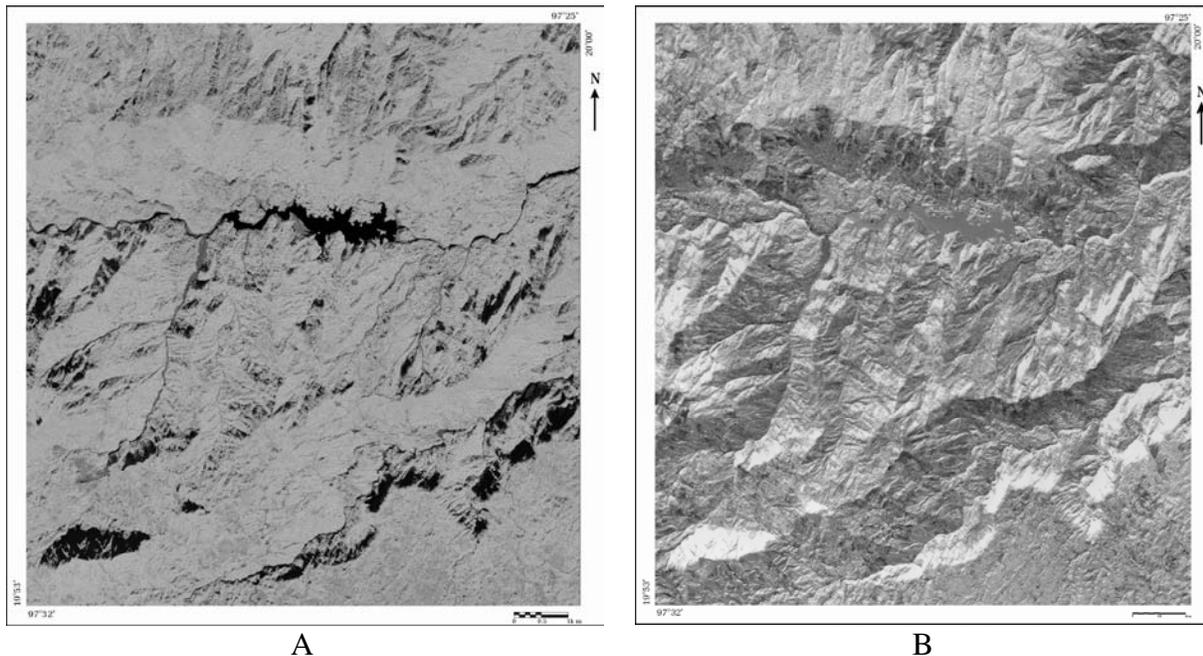


Figura V.1. Índices de reflectancia utilizados. A. Índice normalizado de vegetación (NDVI). B. Índice de brillantez del suelo (SBI).

V.2.2 ATRIBUTOS PRIMARIOS Y SECUNDARIOS EXTRAÍDOS DEL MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)

Se calcularon a partir del MDT, diferentes atributos primarios provenientes directamente de su superficie (pendiente, aspecto [orientación de las laderas], concavidad, convexidad, curvatura, rugosidad y dimensión fractal local [Taud y Parrot, 2005]).

La evaluación del papel que juegan respectivamente todos estos atributos (ver Extracción de los procesos de remoción en masa) mostró que el uso de la pendiente (figura V.2) es suficiente para extraer las trazas de los movimientos de ladera.

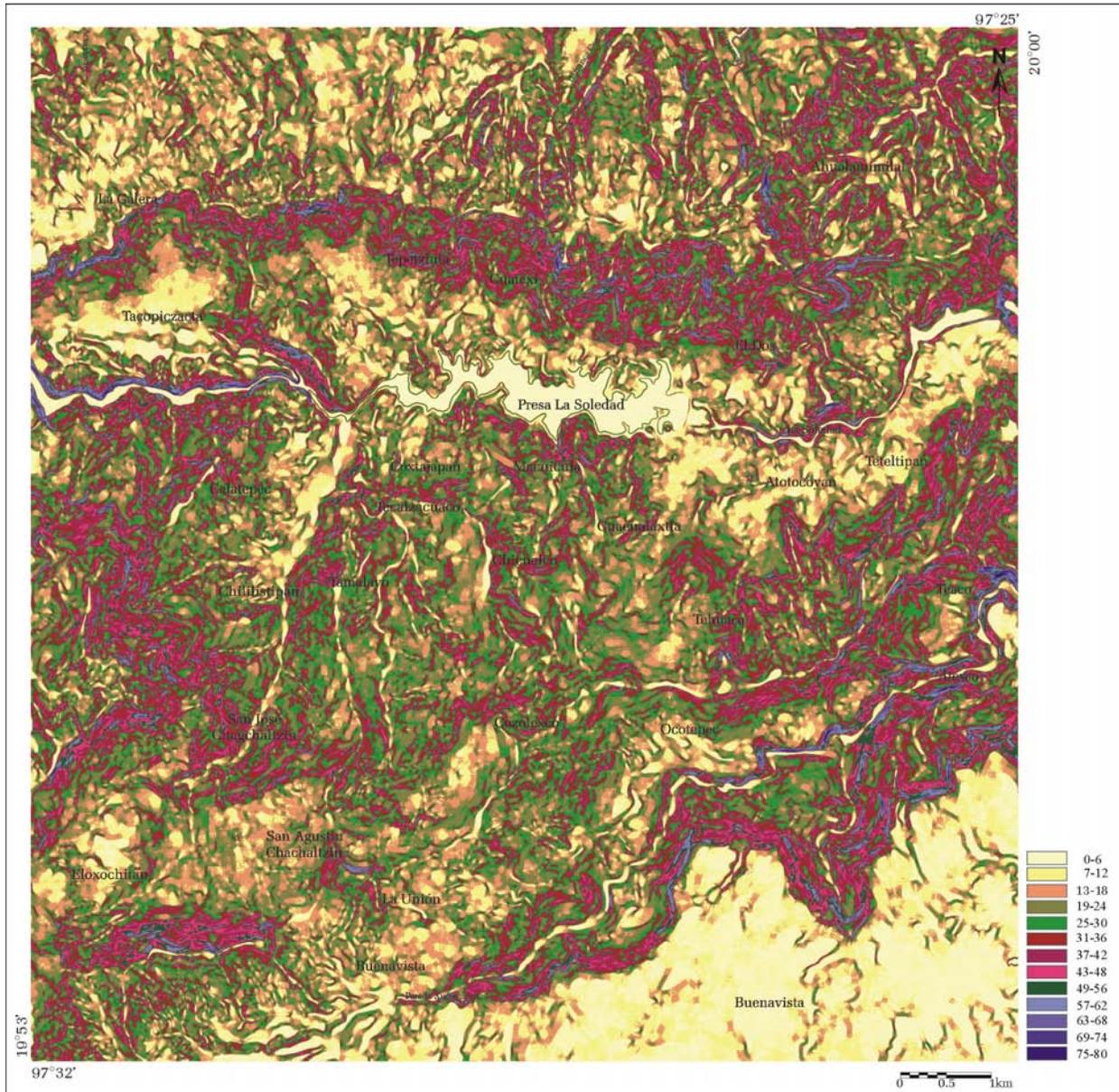


Figura V.2. Mapa de pendientes, evidencia la magnitud y profundidad que presentan los valles fluviales en las zonas montañosas, las zonas muy escarpadas (tonos rosas y morados) y la disminución gradual de las inclinaciones, laderas montañosas medias, escarpes de falla y relieve estructural tipo cresta (tonos verde) valles en montañas medias y relieves estructurales tipo cuesta (tono anaranjado), fondos de valles (amarillo) los piedemontes y la altiplanicie (tono beige).

Por otro lado, aunque no directamente relacionado con el proceso de extracción, se calculó el aspecto (es decir la dirección de las pendientes entre 0° y 359°) de la superficie del MDT (TLALOC, Parrot, 2006) porque sirve para definir las relaciones existentes entre la orientación de la pendiente y la orientación de las trazas. Por esta razón se presenta aquí solamente el cálculo de estos dos parámetros.

Existen diferentes algoritmos que deducen la pendiente y la orientación, a través del cálculo de las normales a la superficie estudiada; la pendiente corresponde al ángulo entre la normal a la superficie y la normal al plano horizontal, y la orientación de la proyección de la normal a la superficie sobre el plano horizontal. Algunos autores (Peet y Sahota, 1985; Philipp y Smadja, 1994; Cocquerez y Philipp, 1995) propusieron crear una aproximación local en un punto P, por medio de superficies bicuadráticas. Schweizer (1987) propone una expresión simplificada de la normal que corresponde a la suma de las cuatro normales (n1, n2, n3, n4) de las cuatro superficies que encierran un nudo P. En este caso, la expresión de la superficie local centrada en un punto P de coordenadas (0,0) se hace tomando una forma cuadrática:

$$z = ax^2 + by^2 + dxy + gx + hy + j$$

El gradiente de la superficie esta definido por:

$$\frac{\partial z}{\partial xy} = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}$$

con

$$\frac{\partial z}{\partial x} = 2ax + dy + g$$

y

$$\frac{\partial z}{\partial y} = 2by + dx + h$$

de la cual se deduce:

$$\frac{\partial z}{\partial xy} = \sqrt{g^2 + h^2}$$

El valor de la pendiente es igual a:

$$\mathbf{pendiente} = \arctan \sqrt{g^2 + h^2}$$

y su dirección:

$$\mathbf{dirección} = \arctan\left(\frac{g}{h}\right)$$

También como se hizo en el presente trabajo, el cálculo de la pendiente y de su orientación (en el sentido de las manecillas del reloj con el origen 0° al norte), puede utilizar el detector de bordes de Sobel (González y Wintz, 1977; Rosenfeld y Kak, 1981) utilizando las dos matrices de filtraje siguientes:

$$S1 = \begin{vmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{vmatrix}, \quad S2 = \begin{vmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{vmatrix}$$

$$Sx = \left[\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N S1_{m,n} \cdot A_{i-m,j-n} \right] / (8 \times p)$$

$$Sy = \left[\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N S2_{m,n} \cdot A_{i-m,j-n} \right] / (8 \times p)$$

} con M=N=1.

donde A es la altitud de los píxeles de las matrices y p es el tamaño del píxel.

Así, el valor de la pendiente se calcula de la siguiente manera:

$$\mathbf{pendiente} = \left(\arctan\left(\sqrt{Sx^2 + Sy^2}\right) + 180 \right) / \pi$$

Por otro lado, la dirección de la pendiente es igual a:

$$\mathbf{dirección} = \arctan(-Sx, Sy) \times (180 / \pi)$$

y, con origen 0 en dirección del norte y sentido inverso al sentido trigonométrico:

$$\mathbf{dirección} = 180 - \mathbf{dirección}$$

Los aspectos funcionales de calcular la pendiente y su dirección interesan al analizar las laderas, ya que permiten establecer relaciones de causalidad mediante correspondencias entre inclinación-dirección y tipo de PRM. Los histogramas de la pendiente y su dirección para toda la zona en estudio se presentan en la figura V.3. En el histograma A se representa la distribución en porcentaje de la pendiente de las laderas de la superficie del MDT; la curva se divide en 5 zonas

principales que corresponden a las formas del relieve y los procesos asociados a las laderas. En la zona 1 (0 a 5°) se presentan formas rectilíneas o ligeramente cóncavas-convexas que corresponden a los fondos de valle, planicie, altiplanicie y cimas, son lugares de muy baja ocurrencia a los PRM. En la zona 2 (5° a 10°) las formas son cóncavas o plano-cóncavas, también pueden ser cimas y la parte baja de los piedemontes, son áreas con buenas condiciones para el desarrollo del suelo y baja ocurrencia a los PRM. En la zona 3 (10° a 25°) generalmente las superficies son rectilíneas o convexas; se representan como piedemontes y abanicos; también hay buenas condiciones para el desarrollo del suelo y mediana ocurrencia a deslizamientos y flujos. En la zona 4 (25° a 45°) las laderas son convexas o rectilíneas; se presentan los taludes gravitacionales y conos (rocosos o de derrubios); son zonas de alta ocurrencia a los PRM como caídas, deslizamientos, flujos y movimientos complejos. Por último, la zona 5 (>45°) corresponde a superficies rectilíneas, cóncavas o convexas; son principalmente laderas escarpadas (acantilados, cornisa); son zonas de alta incidencia a PRM del tipo caída, colapso y movimientos complejos.

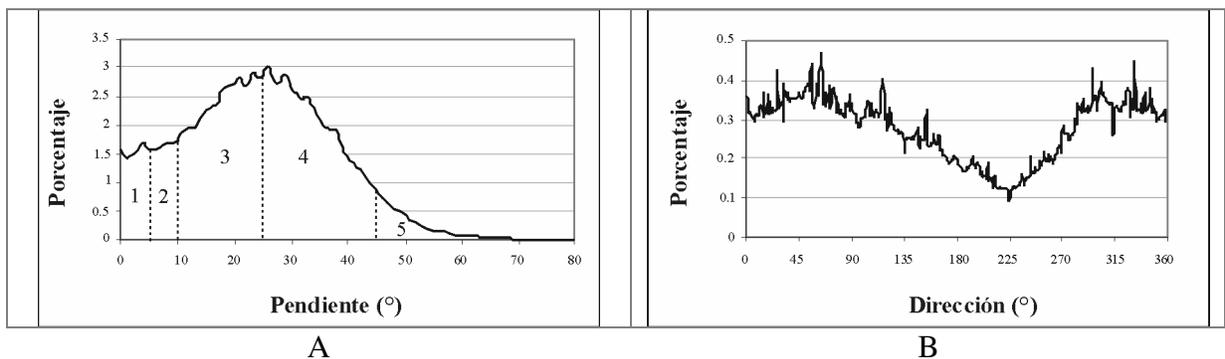


Figura V.3. A. Grafica del porcentaje del valor de la pendiente en cada punto del MDT y representación de las 5 zonas principales que corresponden a las formas del relieve y los procesos asociados a las laderas; B. Grafica del porcentaje del valor de la dirección de la pendiente (aspecto). Los cálculos fueron hechos para toda la zona en estudio.

En el histograma B se presenta la curva de la dirección de la pendiente de las laderas en porcentaje, ya que la longitud de la pendiente en una misma dirección puede jugar un papel en la progresión río abajo de los PRM. La curva bimodal de este histograma muestra que las pendientes describen dos direcciones principales noreste y noroeste en relación con la orientación principal de los lineamientos 25° NE (ver diagrama de rosa de la figura VI.8A).

V.3 EXTRACCIÓN DE LOS PRM OCURRIDOS EN OCTUBRE DE 1999, A PARTIR DE LAS IMÁGNES DE SATELITE DE DICIEMBRE 2000.

En primer lugar, se definieron zonas de estudio cartografiando en el terreno los principales tipos de movimiento de ladera, tomando en cuenta el mecanismo y el material involucrado. Asimismo, se pudo determinar cuales fueron los parámetros provenientes de las imágenes de satélite que caracterizan las trazas de los deslizamientos presentes en dichas zonas.

Las diferentes pruebas realizadas de esta manera, mostraron que el índice de brillantez del suelo (SBI), el índice de vegetación normalizado (NDVI) y la pendiente son suficientes para extraer de manera automática las trazas de los procesos de remoción en masa, de tal manera que el modelo de extracción *M* utilizado se redujo a tres parámetros esenciales (SBI, NDVI y pendiente). En el caso de los índices, el NDVI no permite caracterizar por sí solo los rasgos investigados que no corresponden solamente a una ausencia de vegetación activa, sobre todo porque la imagen IKONOS fue tomada trece meses después del evento y que se observó localmente una reactivación de la vegetación. Por lo cual, se necesitó tomar en cuenta los valores del SBI, estimando que ésta reactivación no era suficiente para crear una densidad de vegetación tal que pudiera modificar tanto la respuesta espectral.

Por otro lado, también se obtiene una primera estimación de los rangos de valores de cada parámetro dentro de las zonas de entrenamiento. Una variación regular del abanico de estos valores permite establecer con precisión el umbral de cada parámetro en función de la respuesta al nivel de toda la imagen.

Finalmente se obtuvo la siguiente segmentación. Para el SBI (histograma de la figura V.4.A), se definió un único corte dando dos segmentos: segmento 1 de 0 a 133 y segmento 2 de 134 a 255 lo que corresponde a los suelos desnudos. En el caso del NDVI (histograma de la figura V.4.B), se definieron cuatro segmentos: segmento 1 de 0 a 29 correspondiente a los cuerpos de agua, segmento 2 de 30 a 140 donde se ubican las trazas de los procesos de ladera, segmento 3 de 141 a 165 que corresponde a la vegetación poco densa y segmento 4 de 166 a 255 correspondiente a la vegetación activa. Se definieron 3 segmentos en el caso de la pendiente (histograma de la figura V.4.C): segmento 1 de 0° para las zonas horizontales y planas, segmento 2 de 1° a 14°, zonas de

pendiente ligera y finalmente segmento 3 de 15° a 80°, valores relacionados con la presencia de los procesos de ladera, tomando en cuenta las observaciones hechas en el terreno.

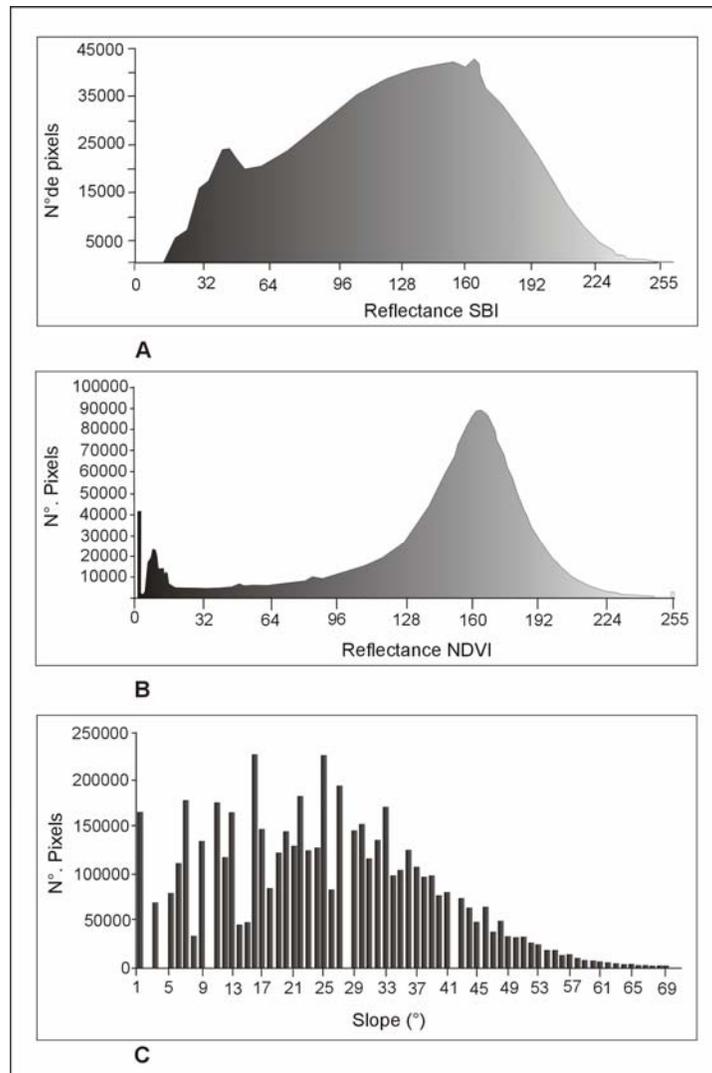


Figura V.4. Comportamiento de los tres histogramas (2 índices de reflectancia y pendiente): A. El índice de brillantez del suelo (SBI) presenta tres picos principales que corresponden a valores de reflectancia de zonas erosionadas; de izquierda a derecha los tonos de gris oscuro poca erosión y los grises claros a blancos suelos desnudos o erosionados; B. El índice normalizado de vegetación (NDVI) presenta una curva bimodal, el pico pequeño corresponde a cuerpos de agua; las zonas sin o con poca vegetación corresponden a valores entre este pico y el punto de inflexión a 140; la vegetación activa o abundante va del valor del segundo pico hasta 255; C. Pendiente se considera que los PRM ocurren en pendientes mayores a 15°

La extracción se basa sobre estos valores (*multidim_class.exe*, Parrot 2003). Como se muestra en la tabla V.1, se hizo una clasificación utilizando un programa que calcula todos los cruces

posibles que generan la segmentación de los diversos parámetros definida anteriormente. El algoritmo atribuye un código a cada combinación de los segmentos de cada parámetro e indica el número total de píxeles. En el presente caso se obtuvieron 24 códigos que corresponden a todas las combinaciones que generan los segmentos siguiendo el orden SBI, NDVI, Pendiente (por ejemplo, el código 1 corresponde a la combinación SBI 1-NDVI 1-Pendiente 1, el código 2 a la combinación 1-1-2, el código 3 a la combinación 1-1-3, el código 4 a la combinación 1-2-1, etc.)

Tabla V.1. Segmentación de los tres parámetros del modelo de extracción M(SBI, NDVI, pendiente) y sus 24 posibles combinaciones (códigos). El código 18 corresponde al tema en estudio (en gris). A la izquierda de la tabla se dan los segmentos de cada capa utilizada.

Number of bands = 3		Código	SBI	NDVI	Pendiente	Num. píxeles
Band 1 =c:\images\Presa\SBI.raw	Segment 1 min = 9 max = 133	1	1	1	1	3761
	Segment 2 min = 134 max = 255	2	1	1	2	19480
Band 2 =c:\images\Presa\NDVI.raw	Segment 1 min = 1 max = 29	3	1	1	3	190638
	Segment 2 min = 30 max = 140	4	1	2	1	22405
	Segment 3 min = 141 max = 165	5	1	2	2	216866
	Segment 4 min = 166 max = 255	6	1	2	3	842733
Band 3 =c:\images\Presa\Pendiente.raw	Segment 1 min = 0 max = 0	7	1	3	1	20960
	Segment 2 min = 1 max = 14	8	1	3	2	188093
	Segment 3 min = 15 max = 80	9	1	3	3	544439
		10	1	4	1	20559
		11	1	4	2	205365
		12	1	4	3	652281
		13	2	1	1	37851
		14	2	1	2	2427
		15	2	1	3	2505
		16	2	2	1	14303
		17	2	2	2	82805
		18	2	2	3	215816
		19	2	3	1	20944
		20	2	3	2	2135571
		21	2	3	3	764294
		22	2	4	1	16669
		23	2	4	2	202381
		24	2	4	3	841494

SBI: Índice de brillantes del suelo (valores de reflectancia).
 NDVI: índice normalizado de vegetación (valores de reflectancia).
 pendiente en grados.

Dentro de los 24 códigos que genera el cruzamiento de los segmentos definidos para hacer el umbral de las imágenes SBI, NDVI y Pendiente, el tema etiquetado con el código 18 pertenece al segmento 2 del SBI (134-255), al segmento 2 del NDVI (30-140) y al segmento 3 de la pendiente ($>14^\circ$). Esta combinación que tiene el código 18 corresponde a las características definidas para los procesos de ladera en la zona en estudio.

Se observa que el 75% de las trazas extraídas automáticamente corresponden a la ubicación de los movimientos de ladera censados poco después del evento. El 25% restante corresponde por un lado a que se extrajeron solamente trazas que tienen más de 15 metros de ancho por 35 metros de largo y por otro lado, a la reactivación de la vegetación durante el año que transcurrió antes de tomar la imagen, especialmente en el caso de los deslizamientos que removilizaron materiales de coluvión.

V.4 DEFINICIÓN Y EXTRACCIÓN DE ALGUNOS PARÁMETROS MORFOLÓGICOS

La forma de las trazas de los procesos de ladera extraídos como se presentó anteriormente se analizó definiendo los siguientes parámetros morfométricos. Existen parámetros que se relacionan directamente con la forma en estudio, es decir, el componente de píxeles conectados que describe una traza: por ejemplo, la superficie S , el perímetro P , las relaciones entre ambos, así como la presencia de huecos, lo que permite definir un índice de porosidad.

La manera más simple para calcular la superficie consiste en medir el número total de píxeles N_{bp} que se encuentran en el componente de píxeles; pero también se puede considerar que la superficie $S = \sum P_S + \sum P_P / 2$, donde P_S son los píxeles que pertenecen a la superficie y P_P los píxeles que describen el perímetro (Prat, 1978). La superficie en m^2 o km^2 se obtiene multiplicando S por la superficie del píxel. Existen también medidas más precisas de la superficie que toman en cuenta la configuración que describe P_P y los píxeles vecinos para definir la porción del píxel que se debe realmente tomar en cuenta para calcular la superficie (Parrot, 2007).

El perímetro P se expresa de dos maneras: a) el número total de píxeles (Np) que bordean la forma o b) la longitud real (Lp) calculada en función de la configuración que presentan los píxeles que pertenecen a éste perímetro.

Se puede establecer relaciones entre estos dos parámetros: por ejemplo, el radio perímetro/superficie $\rho = (Np/Nbp) \times 100$ y el índice de circularidad $\varpi = (P^2/S) \times 100$

También, la noción de porosidad representa un rasgo importante para caracterizar conjuntos de píxeles como se presentan a veces en los procesos de ladera. Por eso, se calcula el número de píxeles Ph correspondientes a los huecos que se encuentran en la forma y este parámetro es igual a:

$$\xi = \left(\frac{\sum Ph}{\sum Ph + \sum Ps + \sum Pp/2} \right) \times 100$$
 donde Ps y Pp corresponden a todos los píxeles que describen la forma.

Otra manera de describir las formas consiste en comparar la forma estudiada y formas simples tales como el rectángulo, el círculo, el cuadrado o la región convexa más pequeña que circunscribe la forma. En la mayoría de los casos, estos cálculos requieren definir el Centro de Gravedad (CG) de la forma y también definir el eje principal (EP) del objeto (ver párrafo siguiente).

El eje principal de una forma es una línea que pasa por el Centro de Gravedad (CG). Con esta información, se puede calcular el ancho y el largo de la forma, la relación existente entre estos valores, así como el rectángulo donde se inscribe la forma.

La definición de la zona convexa se basa sobre la noción de la marcha de Jarvis (Akl y Toussaint, 1978), un algoritmo sencillo pero eficaz que dibuja el perímetro de esta zona (figura 5). Al inicio, se busca el píxel de la forma que se ubica en la esquina inferior izquierda. Este punto **p1** representa el punto de origen de la zona convexa. Se calculan las distancias y las direcciones (sentido trigonométrico) entre el punto de origen y todos los píxeles del perímetro de la forma en estudio.

Se buscan entonces las direcciones que tiene el ángulo mínimo y dentro de ellas se toma en cuenta la distancia máxima. Así se define el punto **p2** que describe la zona convexa y este punto a su vez corresponde al punto inicial del siguiente tratamiento. Así se van calculando las distancias y los ángulos entre éste nuevo punto inicial y todos los píxeles del perímetro. El siguiente punto de la zona convexa corresponde al ángulo mínimo pero superior al anterior y a la distancia máxima. Se repite la operación hasta encontrar el punto de origen.

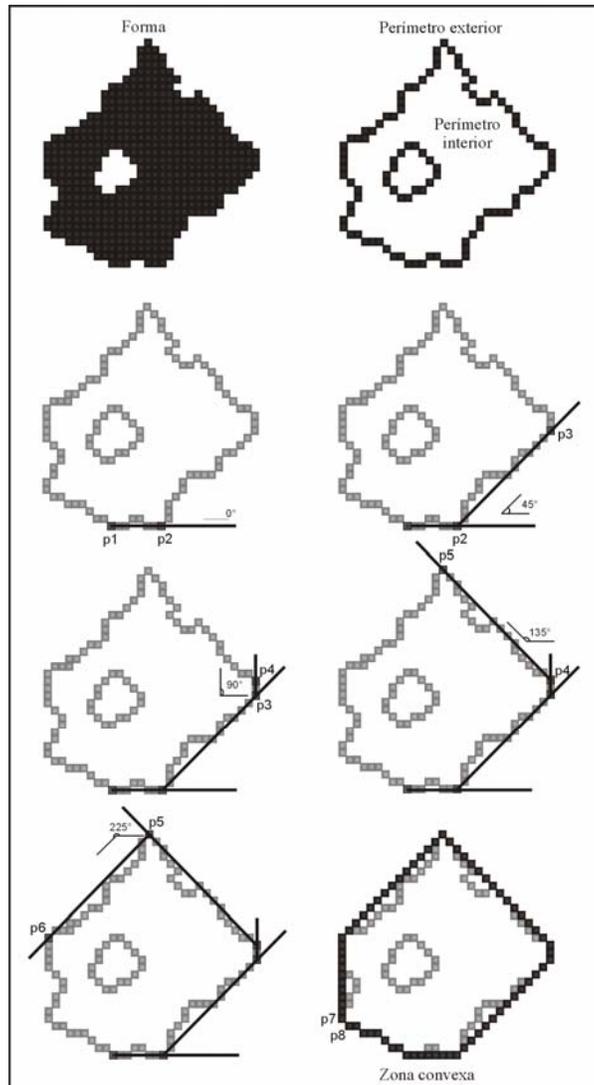


Figura V.5. Ilustración de la definición de una zona convexa utilizando la marcha de Jarvis.

La superficie de la zona convexa S_c (o el número total de píxeles N_{tc} de esta zona) y su perímetro P_c permiten calcular diferentes parámetros, tales como por ejemplo las relaciones S/S_c , N_{bp}/N_{tc}

(dos índices de convexidad), Pp/Pc (convexidad del perímetro o coeficiente de rugosidad de la forma) o Ph/Ntc (índice de porosidad).

El programa *Partic6.exe* (Parrot, 2002) calcula todos los parámetros que definen las 98 formas así obtenidas. Estos valores se encuentran en la tabla V.2 para las 30 primeras formas etiquetadas.

Tabla V.2. Resultado de los cálculos de los parámetros morfológicos. S : superficie; P : perímetro; Sp : superficie (fórmula de Pratt, 1978); Pl : longitud del perímetro, ρ : radio (perímetro/superficie); ϖ : índice de circularidad; S/Sc : relación superficie/zona convexa; Pp/Pc : índice de convexidad del perímetro; ξ : radio (superficie de la forma/superficie de la zona convexa); Ph/Ntc : índice de porosidad; Nbp/Ntc : índice de convexidad de la superficie.

Etiqu.	S	P	Sp	Pl	ρ	ϖ	S/Sc	Pp/Pc	ξ	Ph/Ntc	Nbp/Ntc
1	50	39	30.5	79.49	30.42	78.00	68.49	76.92	10.71	8.22	76.71
2	75	62	44	129.70	51.25	82.67	52.08	87.10	3.85	2.08	54.17
3	171	90	126	146.43	47.37	52.63	60.21	65.56	7.07	4.58	64.79
4	67	43	45.5	72.08	27.60	64.18	71.28	72.09	8.22	6.38	77.66
5	652	266	519	419.97	108.52	40.80	54.47	72.93	1.06	0.58	55.05
6	101	62	70	111.04	38.06	61.39	69.18	67.74	1.94	1.37	70.55
7	184	109	129.5	190.71	64.57	59.24	54.93	56.88	2.65	1.49	56.42
8	218	88	174	136.94	35.52	40.37	83.21	63.64	4.80	4.20	87.40
9	117	66	84	105.29	37.23	56.41	64.64	74.24	1.68	1.10	65.75
11	214	95	166.5	163.46	42.17	44.39	69.26	64.21	4.89	3.56	72.82
12	62	34	45	59.08	18.65	54.84	78.48	76.47	4.62	3.80	82.28
13	134	75	96.5	127.94	41.98	55.97	68.02	70.67	1.47	1.02	69.04
14	102	62	71	113.29	37.69	60.78	71.33	59.68	10.53	8.39	79.72
15	128	69	93.5	115.11	37.20	53.91	63.05	68.12	1.54	0.99	64.04
16	156	51	130.5	70.76	16.67	32.69	84.78	86.27	0.64	0.54	85.33
17	63	42	42	70.01	28.00	66.67	61.17	73.81	0.00	0.00	61.17
18	96	44	74	63.94	20.17	45.83	78.69	86.36	1.03	0.82	79.51
19	107	44	85	62.01	18.09	41.12	84.92	77.27	1.83	1.59	86.51
20	89	64	57	139.91	46.02	71.91	72.95	50.00	7.29	5.74	78.69
21	76	43	54.5	74.01	24.33	56.58	75.25	72.09	0.00	0.00	75.25
22	65	40	45	65.76	24.62	61.54	69.15	80.00	2.99	2.13	71.28
23	154	67	120.5	112.39	29.15	43.51	79.79	68.66	1.91	1.55	81.35
24	149	90	104	168.05	54.36	60.40	61.07	57.78	4.49	2.87	63.93
25	124	50	99	76.80	20.16	40.32	79.49	74.00	1.59	1.28	80.77
26	95	48	71	77.01	24.25	50.53	66.90	75.00	2.06	1.41	68.31
27	123	80	83	164.57	52.03	65.04	67.21	55.00	10.87	8.20	75.41
28	118	54	91	75.83	24.71	45.76	79.19	75.93	7.81	6.71	85.91
29	128	60	98	92.15	28.13	46.88	66.32	85.00	1.54	1.04	67.36
30	57	35	39.5	58.52	21.49	61.40	72.15	82.86	3.39	2.53	74.68

Los parámetros morfológicos así como sus relaciones entre sí permiten definir con precisión los rasgos de las diferentes trazas de movimiento de ladera extraídas. Se presenta en este apartado solamente dos diagramas que ilustran algunas de las características de estas trazas. La gráfica ancho vs largo (figura V.6) revela que, excepto dos individuos, los pequeños deslizamientos forman un grupo denso esencialmente de tipo lineal; la relación ancho/largo va de 0.2 a 0.8 con un promedio de 0.55; 40% de las trazas presentan una relación ancho/largo inferior o igual a 0.5 y 24% de ellas tienen una relación inferior o igual a 0.4.

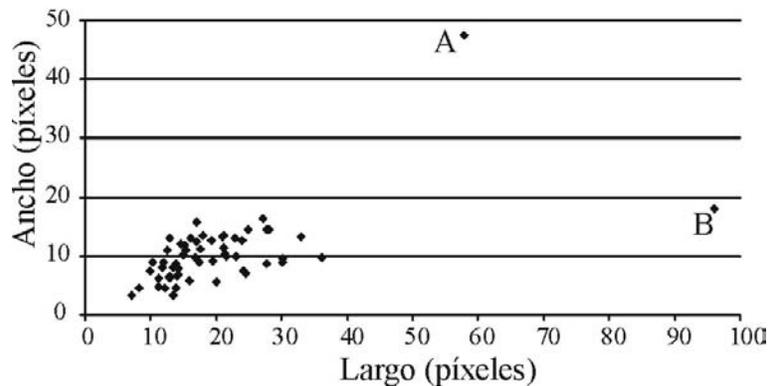


Figura V.6. Gráfica de la relación entre dos parámetros de Reconocimiento de Patrones (largo vs ancho). La mayoría de los puntos se acumulan en una nube se encuentra entre 10 y 20 píxeles de largo y entre 2 y 18 píxeles de ancho (píxel = 5 metros). Los puntos A y B corresponden a las trazas de los PRM más grandes encontrados.

Existen dos deslizamientos importantes: el primero (símbolo A en la figura V.6) que corresponde a un proceso de ladera de tipo rotacional que se desencadenó en la región de San José Chagchaltzin tiene una forma casi circular (relación ancho/largo de 0.82) con un tamaño de 238 m de ancho y 289 de longitud; el segundo (símbolo B en la figura V.6) se encuentra al norte del poblado El Dos; es un deslizamiento lineal con una dimensión de 90 m de ancho y 480 de longitud; su relación ancho /largo es de 0.18.

En gráfica de la figura V.7 establece la relación existente entre la convexidad RCI (es decir la relación entre el perímetro P de la forma y el perímetro P_c de la zona convexa) y la superficie S . Entre menos es el valor de RCI , más irregular será la forma. La mayoría de los procesos de remoción en masa se agrupan en la zona en donde hay pequeñas formas casi regulares; el centro de gravedad de la nube de puntos de dicho grupo tiene un valor de RCI igual a 75, es decir que

estas formas no son totalmente convexas. Los dos deslizamientos grandes se caracterizan: en el caso de la forma B por un RCI de 75 como para los deslizamientos del grupo anterior, pero en el caso de la forma A, se nota una gran irregularidad de sus contornos en relación con el carácter heterogéneo de los materiales arrastrados durante el deslizamiento de tipo rotacional.

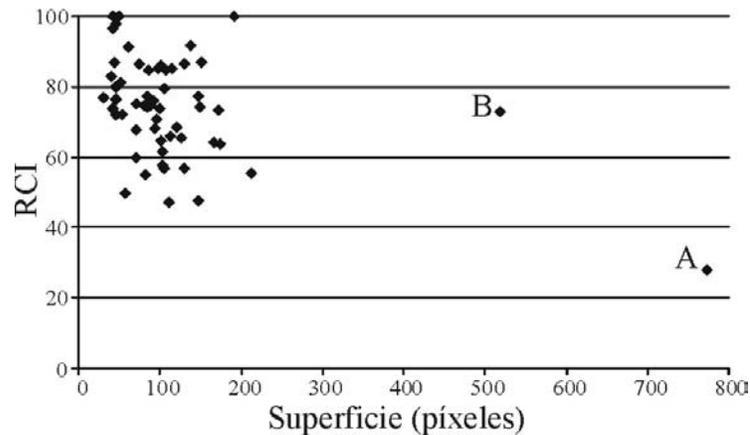


Figura V.7. Gráfica de la relación entre la superficie y el índice *RCI*.

V.5 PARÁMETROS DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES UTILIZADO PARA LA CLASIFICACIÓN DE LOS PRM.

Las trazas de los procesos de remoción en masa que se extrajeron con el método anterior y las que se detectaron con la fotointerpretación de las imágenes IKONOS (sobre todo las pequeñas que el método no tomó en cuenta), se analizaron utilizando el reconocimiento de la forma de sus patrones, es decir sus características morfométricas con la meta de ver si estas trazas se agrupaban o no en conjuntos diferentes.

En cada una de las trazas estudiadas se diferenció la cicatriz o la zona de inicio del movimiento, así como la extensión del movimiento del material arrastrado. El dibujo de estas trazas se pasó al mapa geológico de la zona en estudio, para observar si existía una relación estrecha entre los diferentes tipos procesos de remoción en masa y el contexto geológico y así poder definir la naturaleza de esta relación. En primer lugar se agruparon las familias de las trazas observadas y en segundo lugar se precisó el tipo de formación geológica afectada y la naturaleza real del sustrato (corteza de intemperismo, coluviones).

Dentro de todos los parámetros morfológicos descritos anteriormente, dos de ellos originan una dispersión significativa con el resto de los demás puntos estudiados y así parecen particularmente útiles para hacer una clasificación pertinente de las trazas estudiadas.

Se trata en primer lugar de la relación perímetro superficie $\vartheta = (P/Nbp) \times 100$, donde P corresponde al número total de píxeles que dibujan el perímetro y Nbp al número total de píxeles encontrados en el conjunto convexo de píxeles que describen la forma estudiada.

Por otro lado, la superficie de la zona convexa que encierra la forma es utilizada para calcular el segundo parámetro correspondiente a uno de los índices de convexidad descritos anteriormente. La ecuación es la siguiente: $CI = (Nbp/Ntc) \times 100$ donde Ntc es el número total de píxeles que forma la zona convexa.

Para esto, primero se clasificaron las trazas para definir diferentes familias morfológicas; las conclusiones que provee esta clasificación tienen implicaciones con respecto a la cartografía litológica de la zona.

La repartición de las trazas se ilustra en el diagrama bidimensional de la figura V.8. Las formas son más convexas cuando el CI es fuerte y al contrario más irregularidades cuando ϑ es débil.

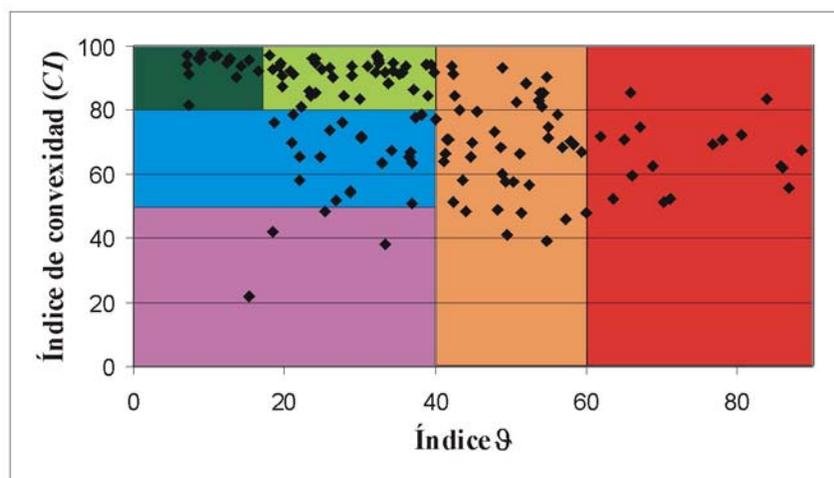


Figura V.8. Diagrama bidimensional de cómo se agrupan las diferentes familias de procesos de remoción en masa en la zona en estudio.

De esta manera fue posible definir zonas tomando en cuenta rangos de valores comunes de estos dos parámetros. El índice ϑ permite distinguir tres grandes familias: las trazas que tiene valores mayores a 60, las que tienen un valor comprendido entre 40 y 60 y las que tienen un valor inferior a 40; en este último caso se pueden dividir tres subclases tomando en cuenta el valor de *CI*. Las formas totalmente convexas tienen un valor superior a 80 y dos grupos se destacan igualmente uno con un valor de *CI* comprendido entre 50 y 80 y otro con un valor inferior a 50. Por otro lado observando su distribución en el terreno es igualmente posible de introducir un corte en el conjunto de las formas totalmente convexas creando así una primera familia cuyo valor ϑ (<18) es muy débil y la otra un poco más elevada.

Se repartieron las formas de las trazas de los PRM en 6 familias y cada una tiene su propia etiqueta en color. Como lo muestra la sobreposición de estas clases sobre las unidades geológicas, la distribución de estas familias no es aleatoria y se disciernen perfectamente agrupamientos (figura V.9). Estos grupos corresponden solo parcialmente a los diferentes tipos de formaciones geológicas que se encuentran en la zona en estudio. La familia 1 (rojo) tiene el índice ϑ más alto (60-90) y un índice *CI* alto (50-85), lo que indica que en ésta clase los PRM tienen valores de perímetro altos, valores de superficie bajos y una convexidad alta. Dicha clase que corresponde a los PRM más pequeños (superficie comprendida entre 550 m² y 2900 m² con un ancho alrededor de 15 m y un largo entre 60 y 200 m) se distribuye principalmente al suroeste de la zona de estudio en la formación Huayacocotla (JI).

Por el contrario la familia 4 (verde oscuro) tiene el índice ϑ más bajo (8-17) y un *CI* muy alto (80-100), es decir que los PRM de esta clase son convexas con una relación ancho/largo alrededor de 0.8 (casi circular), y corresponden a los deslizamientos translacionales, los cuales se distribuyen al noroeste en la formación Tamán-Pimienta (JS) y al suroeste en la formación Huayacocotla (JI) en relación con los taludes gravitacionales.

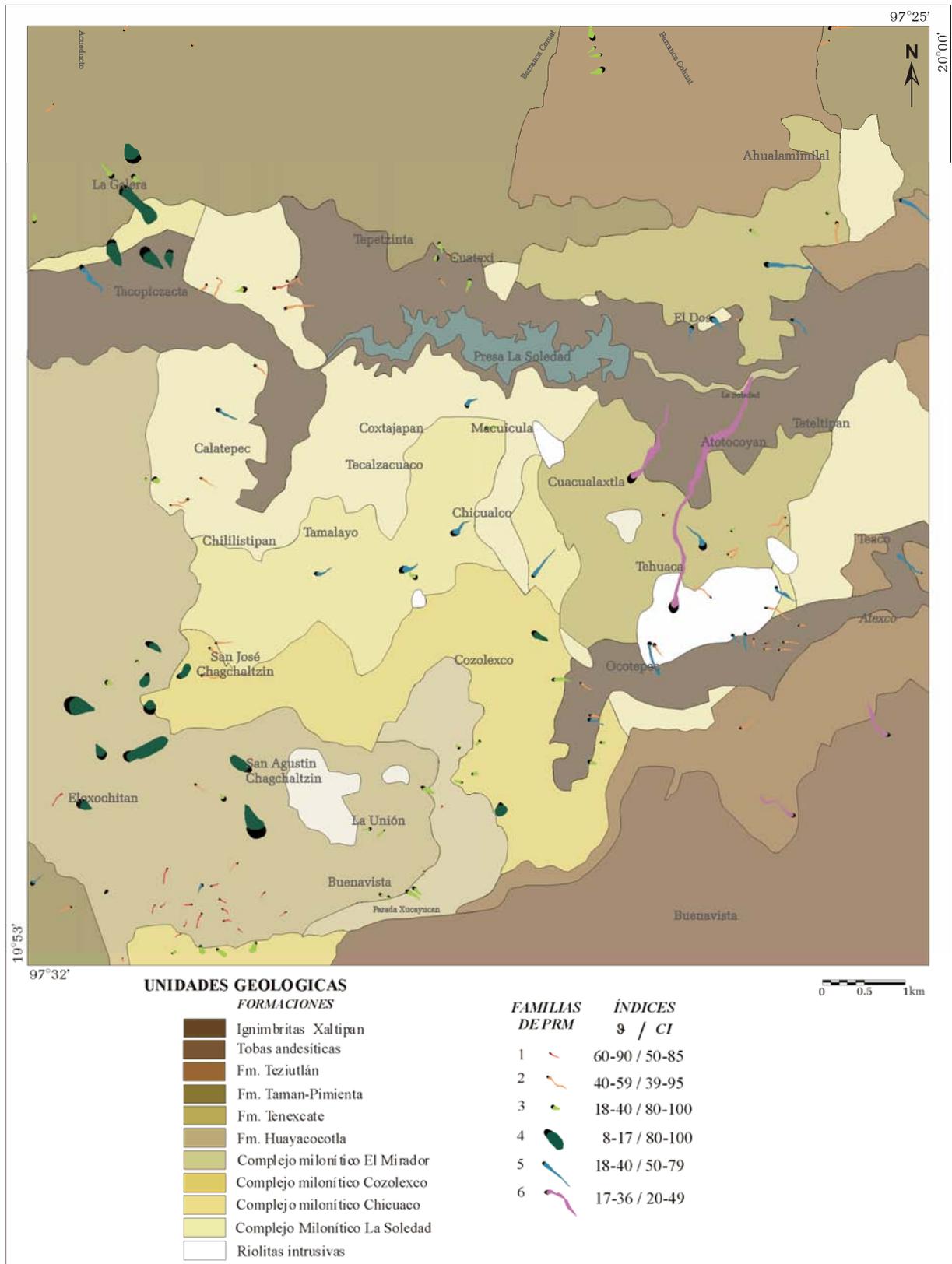


Figura V.9. Mapa de la repartición de las 6 familias de los PRM en las unidades geológicas y sus valores de los índices ϑ y CI.

V.6 OBSERVACIONES

El nivel de información proveniente solamente del mapa geológico no es suficiente para explicar la diversidad de los procesos gravitacionales. Se debe buscar la razón por la cual existen diferentes agrupamientos de PRM en la zona en estudio.

La investigación presentada en éste capítulo fue otro motivo para reinterpretar la cartografía geológica tomando en cuenta los rasgos tectónicos, la naturaleza y el tipo y la extensión de las depósitos gravitacionales.

Además, ésta información ayuda para el análisis de las relaciones entre los PRM y el material involucrado que se hace en el capítulo VI.

Capítulo VI

**INTEGRACION DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y
RASGOS GEOLOGICOS EN EL ESPACIO TRI-DIMENSIONAL**



VI.1 INTRODUCCION

Los tratamientos presentados en el capítulo anterior mostraron que los procesos de remoción en masa (PRM) ocurridos en la región en estudio se reparten en diversas familias que se relacionan con el tipo de material involucrado y la forma del relieve.

En este capítulo serán estudiadas las relaciones que es posible establecer entre ciertos tipos de procesos de remoción en masa, tales como las avalanchas de rocas y los flujos de detritos y las formaciones geológicas a partir de las cuales estos movimientos se producen. Para ello, se situaron los rasgos estructurales (pendiente y orientación de las capas geológicas, las fracturas y los planos de esquistosidad) de estas formaciones en el espacio tridimensional, con el fin de comparar los planos que estos rasgos definen con la pendiente y la dirección de la superficie del terreno. Estos dos últimos parámetros se calcularon a partir del modelo digital de terreno (MDT); los valores resultantes se corroboraron con las medidas hechas en el terreno. También se midieron el ángulo entre el plano que describen estos rasgos y la superficie del MDT, así como la dirección y pendiente de los PRM.

En el caso de los PRM que ocurrieron en los coluviones y algunos en los talud gravitacionales se observa una gran congruencia entre la pendiente y orientación de los depósitos y la pendiente y orientación del MDT, porque los depósitos inestables arrastrados siguen aproximadamente la orientación de inclinación de la superficie del relieve; es decir que este tipo de ocurrencia propician el desarrollo de PRM. Los mapas de sensibilidad en este tipo de formación proveniente del cálculo de los ángulos entre los planos que caracterizan la superficie del MDT y los depósitos inestables ilustran esta observación (ver mapa 2 anexo).

En los otros casos, el comportamiento del material cuando ocurre un proceso de remoción en masa se relaciona sobre todo con la convergencia que existe entre la geometría de los rasgos estructurales y del MDT.

En el primer apartado se explica en detalle un algoritmo que mide la dirección de los PRM de 1999 tomando en cuenta la forma de la zona de arrastre y la pendiente del MDT. En el caso de los PRM de 2005 por los cuales no existen imágenes de satélite, se tomó directamente en cuenta el valor del ángulo de la pendiente medido en la posición del punto censado. También, se calculó la dirección de las capas geológicas y de los principales lineamientos geológicos de la zona en estudio.

En el segundo apartado se integran los rasgos geológicos en el espacio tridimensional. Al inicio se dan algunas generalidades sobre la relación de la gravedad que juega un papel importante en el movimiento de las partículas y la pendiente que actúa perpendicularmente.

Después se muestra la importancia de la convergencia entre la pendiente-dirección de las capas geológicas, de la esquistosidad de las rocas metamórficas o de las fracturas y la pendiente-dirección de la superficie del relieve, donde los PRM se producen. Para ello, se da un ejemplo de una avalancha de rocas llamada *Christmas slip* que se produjo el 25 de diciembre de 1997 en Nueva Zelanda.

La metodología desarrollada en este subcapítulo fue para demostrar que existe una relación estrecha entre los rasgos geoestructurales y el relieve, con el enfoque de subrayar las zonas donde existe una congruencia entre la superficie del modelo y el plano que describe el rasgo geológico. También aquí se creó un algoritmo especialmente para definir dichas zonas, el cual calcula el ángulo entre estos dos planos. Se definen los vectores de los rasgos geoestructurales V_{CG} y de la superficie del terreno V_{MDT} , los ángulos φ y β entre estos vectores, así de cómo se calculan estos últimos.

Este método que concierne la relación entre los rasgos geológicos y la superficie del MDT, también se puede adaptar al estudio de los movimientos de terreno que afectan solamente un espesor delgado de sedimentos y que conciernen sobre todo a los depósitos inestables, si éstos no están comprendidos en el movimiento que puede afectar el sustrato. En este caso las medidas que corresponden a las características del material susceptible a deslizarse tienen que encontrar superficies más o menos regulares que se pueden individualizar en este tipo de formación. Puede

tratarse de paleosuelos o bien de contactos a menudo irregulares entre las varias capas de coluviones o bien, en los taludes gravitacionales, entre capas de material con diferente granulometría, o con apoyo sobre la presencia de un *graded bedding* más o menos grueso.

De hecho, las relaciones que se pueden establecer y que conducen a la producción de mapas de las regiones propensas a que ocurran PRM de esta naturaleza, conciernen sobre todo a las zonas de rocas desnudas o con una formación superficial de poco espesor. En este caso el factor dominante corresponde a la relación que existe entre la superficie del MDT y de los rasgos estructurales tales como la pendiente de las capas geológicas, el plano de esquistosidad de las rocas metamórficas, de las fracturas o diaclasas.

En el tercer apartado se dan los resultados del cálculo de los ángulos φ y β , así como sus respectivos mapas de isolíneas, las gráficas relacionadas con los valores de estos ángulos y de la pendiente y cómo influyeron en los PRM ocurridos en la zona en estudio. Se concluye con el mapa de sensibilidad de zonas susceptibles a procesos de remoción en masa.

Por ultimo, se discute sobre la validez de todos estos resultados, su significado y el uso que se puede hacer para generar al nivel de una región el mapa de sensibilidad de las zonas inestables o de ocurrencia a los procesos de remoción en masa.

En realidad, como lo muestran todos los tratamientos presentados en esta tesis, no se puede describir el fenómeno estudiado tomando en cuenta un solo factor porque la probabilidad para que aparezca un evento depende de toda una serie de varios factores. El fenómeno tiene una componente espacial y temporal y se caracteriza por su probabilidad de ocurrencia y la intensidad de su manifestación.

VI.2 CÁLCULO DE LA DIRECCIÓN DE LOS PRM, LAS CAPAS GEOLÓGICAS Y LOS LINEAMIENTOS GEOLÓGICOS.

VI.2.1 ALGORITMO

La dirección de los procesos de ladera corresponde a la dirección del máximo de la pendiente dentro de la superficie de arrastre generada por el proceso de ladera. Para ello se requiere en primer lugar definir el centro de gravedad de la forma en estudio (figura VI.1).

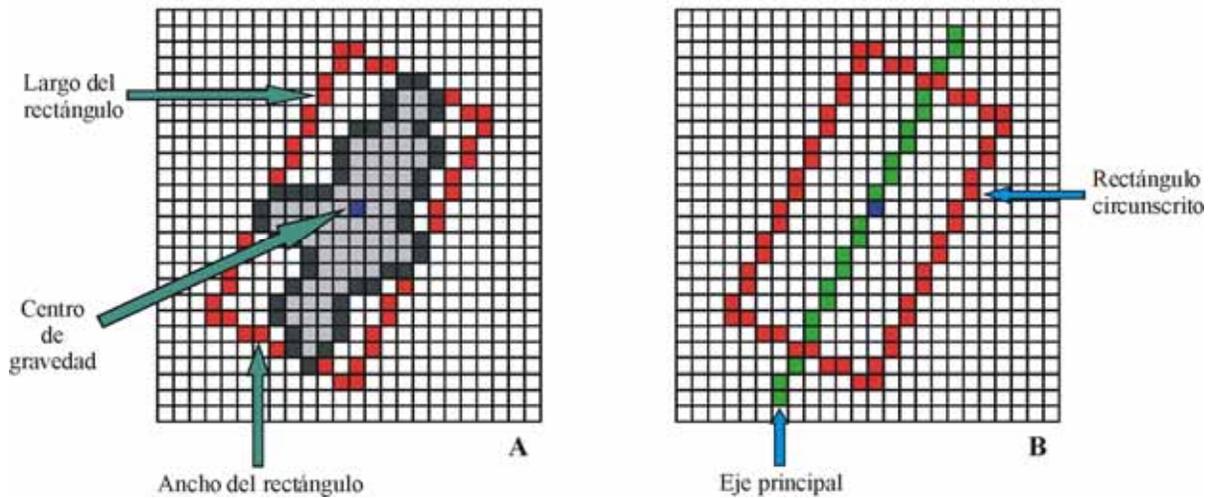


Figura VI.1. Esquema teórico para deducir el eje principal. A. Forma en estudio encerrada en un rectángulo indicando su centro de gravedad; B. Eje principal calculado.

El centro de gravedad (*CG*) de coordenadas X_c , Y_c y los momentos de segundo orden μ_{xx} , μ_{yy} y μ_{xy} se definen como sigue:

$$X_c = \frac{1}{Nbp} \sum_{i=1}^{nbp} X_i \quad Y_c = \frac{1}{Nbp} \sum_{i=1}^{nbp} Y_i \quad \mu_{xx} = \sum_{i=1}^{nbp} (X_i - X_c)^2 \quad \mu_{yy} = \sum_{i=1}^{nbp} (Y_i - Y_c)^2$$

$$\mu_{xy} = \sum_{i=1}^{nbp} (X_i - X_c)(Y_i - Y_c)$$

Nbp es el número de píxeles del objeto y $X_i Y_i$ las coordenadas del píxel i .

El eje principal EP que pasa por el centro de gravedad CG es igual a:

$$\text{tg}(2\alpha) = 2\mu_{xy}/(\mu_{yy} - \mu_{xx}) \quad \text{si } (\mu_{yy} - \mu_{xx}) \neq 0$$

Cuando la diferencia entre μ_{xx} y μ_{yy} es igual a 0, el objeto presenta una simetría de revolución sin orientación privilegiada. La orientación de EP se expresa en grados (desde 0° hasta 180° , 0° correspondiente al norte) en el sentido de las manecillas del reloj.

También se puede calcular todas las distancias entre CG y los píxeles del contorno; en este caso, EP corresponde a la perpendicular a la línea recta que une CG de coordenadas ic, jc y el píxel (ip, jp) más cercano que pertenece al contorno. La orientación geográfica (\mathbf{O}) del EP se calcula como sigue:

$$\mathbf{O}_T = \arctan(dj, di) (180/\pi) \text{ donde, } dj = jc-jp \text{ y } di = ic-ip.$$

El valor trigonométrico \mathbf{O}_T se normaliza entre 0° y 360° , y su correspondencia geográfica (sentido de las manecillas del reloj con origen en el norte) \mathbf{O} es igual a:

$$\mathbf{O} = 90 - \mathbf{O}_T \text{ (con una normalización entre } 0^\circ \text{ y } 360^\circ).$$

Por otro lado cuando $\mathbf{O} > 180$, $\mathbf{O} = \mathbf{O} - 180$ y cuando $\mathbf{O} = 180$, $\mathbf{O} = 0$.

El EP se interseca con el perímetro de la forma en dos puntos. En el espacio trigonométrico las dos direcciones $\mathbf{D1}$ y $\mathbf{D2}$ que permiten calcular las intersecciones del EP con el contorno son respectivamente iguales a: $\mathbf{D1} = \mathbf{O}_T$ y $\mathbf{D2} = \mathbf{D1} + 180$ (con una normalización $0^\circ, 360^\circ$).

$\mathbf{D1}$ genera una línea recta que va de ic, jc hasta i_{d1}, j_{d1} ;

donde $i_{d1} = ic + (-\sin(D1 \times (\pi/180))) \times dist$, $j_{d1} = jc + (\cos(D1 \times (\pi/180))) \times dist$ y $dist$ es una distancia generalmente igual a $\text{Max}(nb_lin, nb_col)$; nb_lin y nb_col corresponden respectivamente al número de líneas y al número de columnas de la imagen en estudio. El punto (ia, ja) es el punto donde la línea recta sale de la forma en estudio.

A su vez, siguiendo el mismo procedimiento, $\mathbf{D2}$ genera la segunda línea recta que permite buscar la segunda intersección entre EP y el contorno.

La altitud relativa de estos dos puntos (**D1** y **D2**) permite definir un mínimo (A_{\min}) y un máximo (A_{\max}). La dirección **D** del deslizamiento corresponde a la línea recta que une CG y A_{\min} . (figura VI.2).

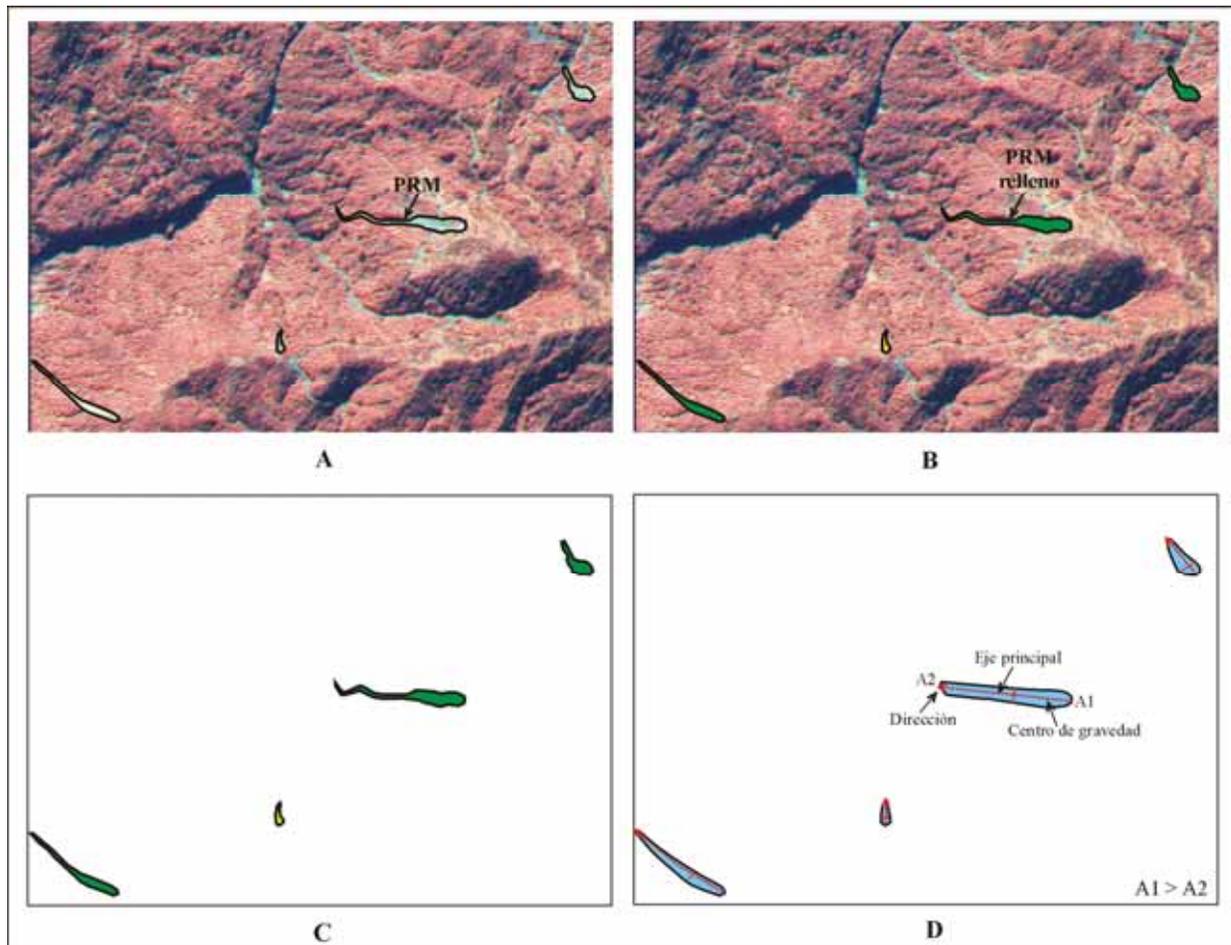


Figura VI.2. Descripción de los pasos a seguir para el cálculo de la dirección de las zonas convexas que encierran los PRM de 1999 identificados en las zonas de estudio. A. Localización y dibujo de las trazas en las imágenes de satélite (compuesto de color 234 [verde, rojo, infrarrojo]); B. Lo mismo que en A pero rellenando con color la zona de las trazas de los PRM; C. Extracción de las trazas en una imagen de 1 byte; D. Zona convexa de los PRM indicando sus características principales ($A1$ = valor de altitud mas alto y $A2$ = valor más bajo de altitud).

El cálculo del eje principal permite definir parámetros de los procesos de remoción en masa como: la orientación (0° hasta 180°), la dirección en función de la pendiente (0° hasta 360°) y el radio largo/ancho. Estos valores se reportan en la tabla VI.1 para las 30 primeras formas etiquetadas de los PRM de 1999. También se indica en esta tabla el valor del ancho y el valor del largo, así como la relación ancho/largo.

Tabla VI.1. Resultados del cálculo de la orientación de las primeras 30 trazas de los PRM de 1999. Número de orden de la traza; Ancho; Largo; Surf. Rect. (Superficie del rectángulo); Surf. Form. (Superficie de la forma), L/A (relación largo/ancho) y dirección.

Núm.	Ancho (m)	Largo (m)	Surf. Rect. (m ²)	Surf. Form. (m ²)	L/A	Dirección (°)
1	32.28	64.56	2083.96	1362.5	0.5	105
2	48.54	84.59	4105.77	2475	0.57	146
3	37.58	121.18	4554.12	2912.5	0.31	94
4	22.33	69.46	1550.77	937.5	0.32	97
5	28.77	79.73	2293.92	1400	0.36	99
6	16.41	67.62	1109.91	737.5	0.24	293
7	81.98	136.01	11150.00	6525	0.6	72
8	39.15	71.43	2796.23	1875	0.54	74
9	23.04	41.23	950.00	600	0.55	75
10	89.73	480.12	43083.53	27850	0.18	94
11	46.11	97.52	4496.63	3150	0.47	122
12	72.32	140.36	10150.00	7712.5	0.51	175
13	72.73	124.91	9085.00	5900	0.58	251
14	57.47	105.84	6082.57	4050	0.54	106
15	72.62	138.21	10037.20	7112.5	0.52	128
16	44.27	60.08	2660.00	1650	0.73	251
17	43.73	138.91	6075.00	4412.5	0.31	120
18	65.00	65.00	4225.00	3162.5	1	270
19	67.17	105.97	7117.57	4600	0.63	185
20	62.03	85.44	5300.00	4150	0.72	290
21	43.41	69.46	3015.38	2262.5	0.62	330
22	50.93	75.19	3829.41	2650	0.67	104
23	54.57	76.40	4169.12	2800	0.71	75
24	54.88	62.60	3435.29	2712.5	0.87	210
25	40.25	67.08	2700.00	2062.5	0.59	26
26	34.67	70.72	2451.92	1850	0.49	146
27	67.88	90.12	6117.81	4287.5	0.75	159
28	64.85	114.04	7395.00	5362.5	0.56	116
29	65.74	80.62	5300.00	3325	0.81	97
30	59.07	76.24	4502.83	3050	0.77	195

VI.2.2 DIRECCIONES DE LOS P RM

VI.2.2.1 PRM de 1999

Se calculó la orientación y la dirección de las trazas de los procesos de remoción en masa de 1999 extraídas a partir de la zona convexa que las encierra. El diagrama de la figura VI.3 ilustra la relación que existe entre la dirección y la orientación. Globalmente, la mayoría de los puntos

analizados se encuentran en la línea de tendencia inferior, con una nube de puntos ubicada entre 75° y 110° de orientación.

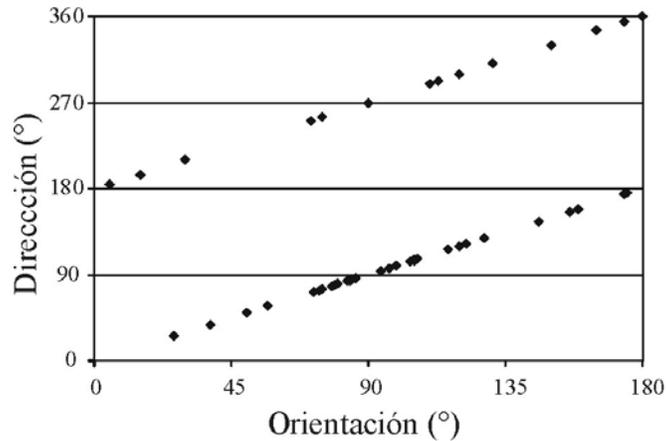


Figura VI.3. Grafica de la orientación y dirección de las trazas de los movimientos de ladera.

VI.2.2.2 PRM de 2005

Por otro lado, durante las fuertes lluvias de 2005 se registraron nuevos procesos de remoción en masa, cuyo estudio permitió precisar las conclusiones anteriores aunque estos nuevos procesos de remoción en masa se estudiaron sin la ayuda de los datos de satélite, a falta de dichas imágenes de alta resolución para el año 2005.

Para ello se censaron en la zona en estudio los PRM ocurridos en ese año y se creó una tabla con las medidas correspondientes de pendiente y orientación de los PRM y de las capas geológicas, así como el material geológico o superficial donde se desencadenaban éstos.

Posteriormente, todos los PRM de 2005 se localizaron en un mapa originando una imagen de puntos con sus respectivas localizaciones.

La imagen de los puntos de los PRM se superpuso sobre el modelo digital de terreno de la zona para ver su ubicación en el espacio 3D. Después, esa imagen de puntos se cruzó con las capas de pendiente y orientación de la superficie del MDT dando como resultado los valores de pendiente y orientación de cada punto en la superficie del MDT. Así se creó una tabla (tabla VI.2).

Tabla VI.2. Localización, valores de pendiente-orientación de los primeros 16 PRM, pendiente-orientación de las capas geológicas en cada punto donde ocurrieron los PRM y material involucrado*.

PR M	Coordenadas		Pend. MDT	Dirección MDT	Pend. Capas Geol.	Dirección Capas Geol.	Material
	UTM X	UTM Y					
1	664603	2210364	9	355	40	0	Tg
2	665098	2209404	30	186	40	0	Tg
3	658845	2209364	14	204	20	350	Tg
4	664498	2209204	34	18	15	170	Tg
5	658805	2209169	10	141	20	130	Tg
6	659401	2209164	11	238	15	170	Tg
7	660077	2208979	9	200	15	170	Tg
8	664508	2208954	33	108	20	130	Tg
9	664483	2208914	24	127	20	130	Tg
10	664407	2208789	34	107	20	130	Tg
11	660547	2208724	17	155	20	190	Tg
12	657548	2208504	34	196	45	30	Tg-Ig
13	660297	2208504	20	96	10	200	Tg-Ig
14	664197	2208504	21	96	20	130	Tg-Ig
15	662099	2208303	12	180	5	200	C
16	662300	2208303	17	233	5	200	C

*Tg = talud gravitacional; Ig = ignimbritas; C = coluviones.

Finalmente con los resultados se obtuvieron los diagramas de rosas de las direcciones de los PRM de 1999 y 2005. La visualización de este comportamiento en los diagramas de rosas de la figura VI.4.A muestra que la mayoría de las direcciones de las trazas de los procesos de remoción en masa ocurridos en 1999 se encuentran en el rango 70°-110°, es decir en dirección del Este.

Se debe observar que ésta dirección de procesos de ladera corresponde a una de las dos direcciones privilegiadas de la totalidad de las pendientes del MDT (ver la curva bimodal de la figura V.3B del capítulo V y la rosa de dirección de la figura VI.4A), sin que el promedio de la pendiente de éstas dos direcciones sea diferente. El diagrama de rosas para los PRM ocurridos en el año 2005 (figura VI.4B) se comporta casi igual que la de 1999. Se puede concluir que la dirección privilegiada de los PRM ocurridos en la zona en estudio tienen una dirección privilegiada este-sureste (figura VI.4C).

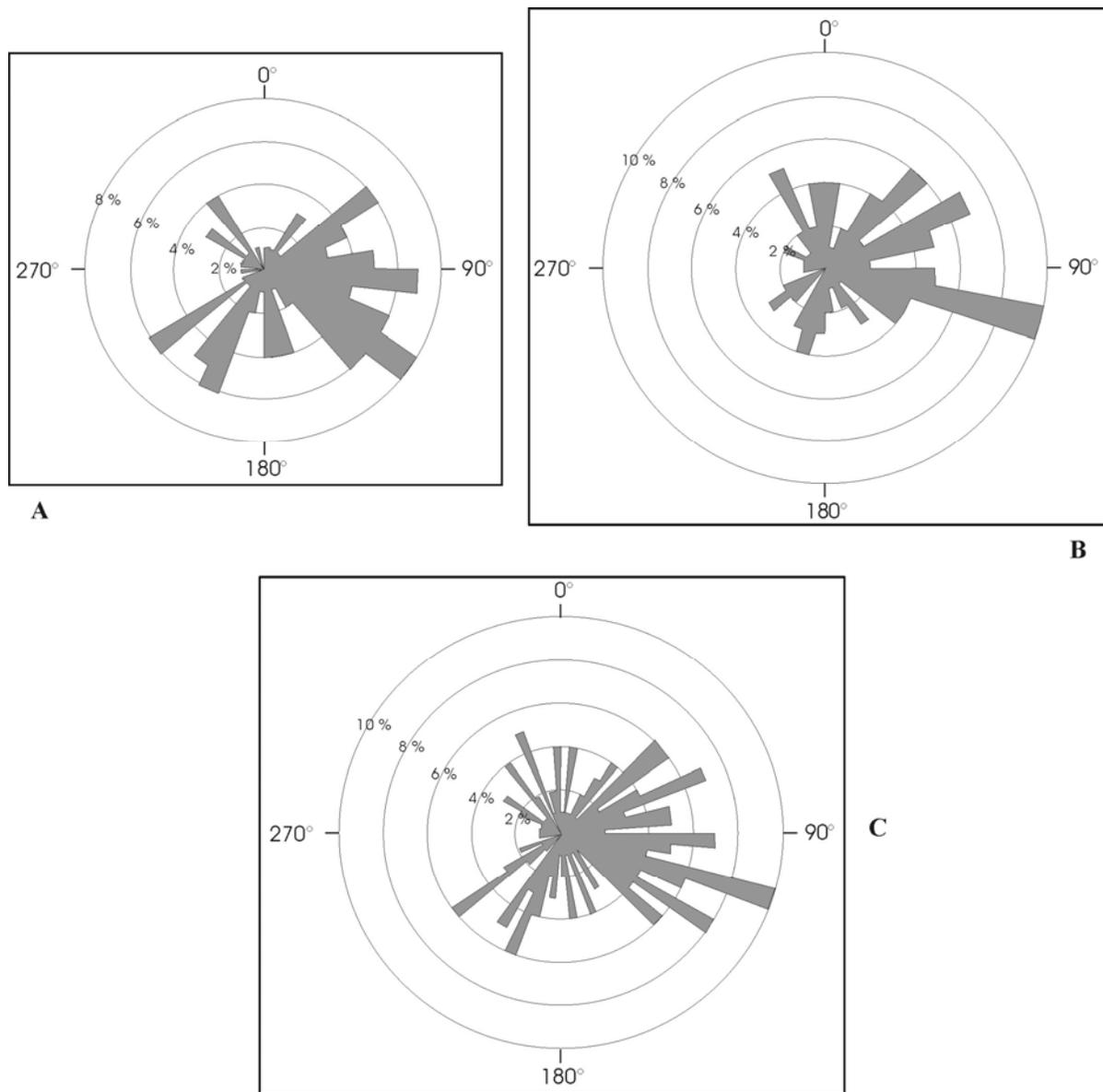


Figura VI.4. Diagramas de rosa de la dirección de los procesos de remoción en masa de la región La Soledad. A. PRM de 1999; B. PRM de 2005; C. Total de los PRM (1999 y 2005).

VI.2.2 DIRECCIÓN DE LAS CAPAS GEOLÓGICAS

Para integrar los resultados generados por los tratamientos descritos en la sección VI.3.2., se midieron igualmente la dirección y la pendiente de las capas geológicas en el terreno, así como la dirección de los lineamientos.

Se observa que hay tres direcciones principales de las capas geológicas en la zona estudio, la primera noreste, la segunda suroeste y la tercera que es más representativa es dirección sureste (figura VI.5).

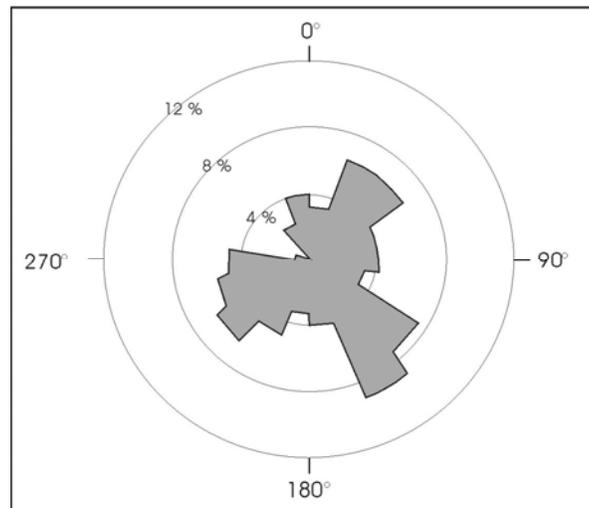


Figura VI.5. Diagrama de rosa de las direcciones de las capas geológicas con rango cada 20.

VI.2.3 DIRECCIONES Y DENSIDAD DE LOS LINEAMIENTOS GEOLÓGICOS

Los lineamientos son expresión del continuo movimiento en que se encuentra la corteza de la tierra. El choque de las formaciones geológicas genera grandes tensiones en la corteza y los diferentes bloques de las mismas tienden a acomodarse entre sí. Los movimientos en las fallas se relacionan con los sismos. La existencia de fallas en toda la región de la Sierra Norte de Puebla y alrededores coincide con la posible ocurrencia de sismos que han ocurrido en toda esa región, producto de la actividad a lo largo del Cinturón Volcánico Transmexicano que tiene un impacto en el centro y sur de Puebla (Cuanalo *et al.*, 2006). Esto a su vez ha producido movimientos de las formaciones geológicas y aunados a estos movimientos, posibles desencadenamientos de procesos de remoción en masa.

Se hizo un mapa de lineamientos de La Soledad, el cual se preparó a partir de datos de campo, fotointerpretación de las fotos aéreas escala 1:75 000 (INEGI, 1995) y pares estereoscópicos

generados con las imágenes de satélite y el MDT. Esta fuente de información se utilizó para reinterpretar el mapa geológico estructural.

Se trazaron los lineamientos principales en la zona en estudio y se sobrepusieron con las unidades geológicas. Estos tienen dos orientaciones principales: la primera con mayor proporción es orientación noreste y la segunda al sureste (figura VI.6). Los lineamientos principales siguen los cursos de los ríos (Apulco, Chalchihuapan, Xucayucan, Xocoloyaco, Mina de Guadalupe y Cozolexco).

También se calculó con el programa *disec2.exe* (Parrot, 2003) el promedio de la densidad de lineamientos o estructuras disyuntivas dentro de cuadrantes de 1 km^2 es de 1.726 km^{-1} (figura VI.7). Se observa que en la formación Huayacocotla (JI) o porción suroeste de la zona en estudio, se obtuvo la mayor densidad de lineamientos ($>2.5 \text{ m/ km}^2$), las fracturas producto del plegamiento de la Sierra Madre Oriental favorece la concentración de cauces. Las características litológicas de la formación (areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados) denotan grados de erodabilidad distinta. En este sitio, también es donde se reportan la mayor ocurrencia a procesos de remoción en masa.

Los valores mínimos ($< 1 \text{ km}^{-1}$) se relacionan con las cimas y zonas planas (altiplanicie). El mapa de densidad de lineamientos se relaciona con la tectónica de la zona en estudio.

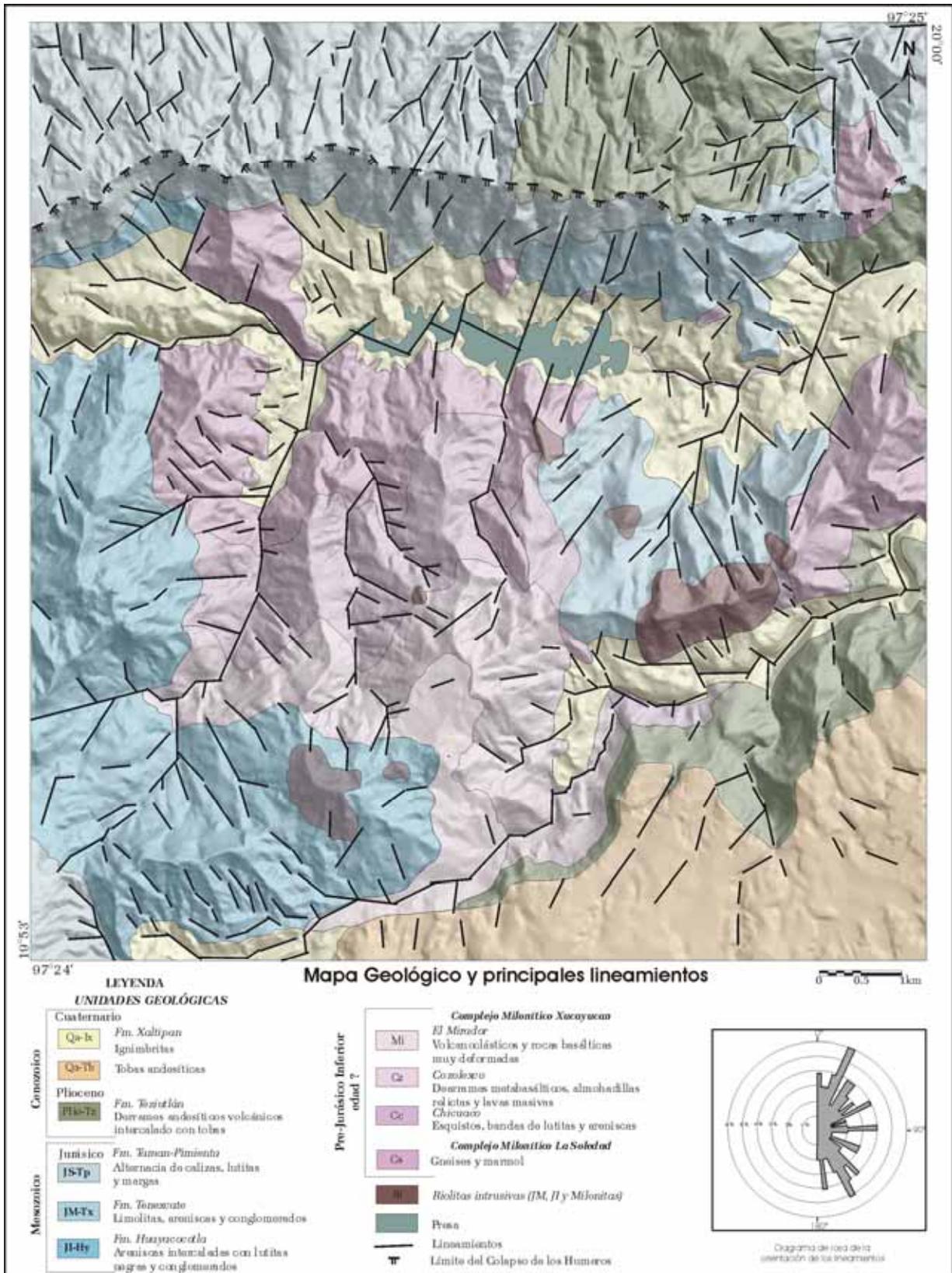


Figura VI.6. Mapa de lineamientos sobre las unidades geológicas La Soledad y rosa de dirección de los lineamientos.

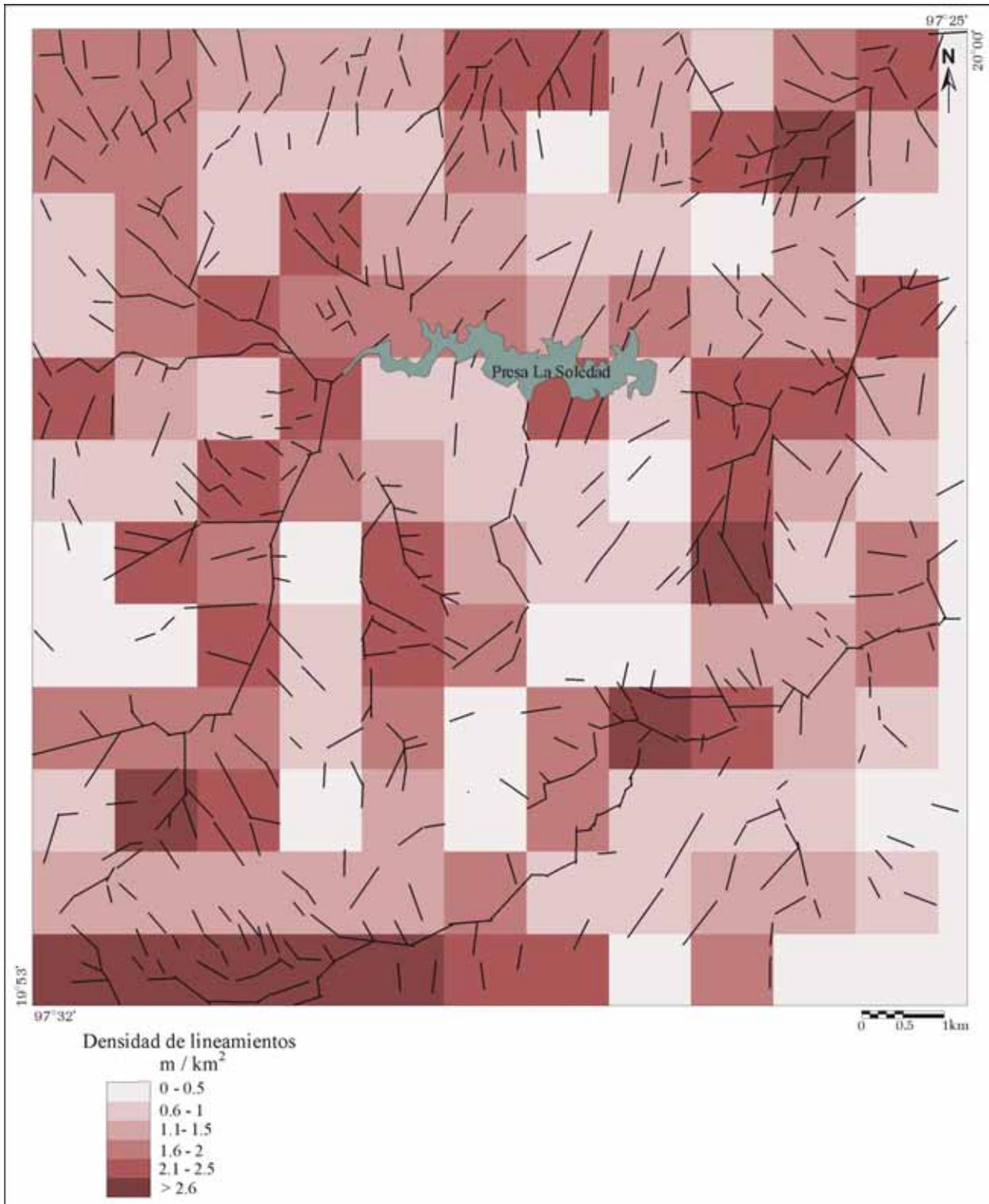


Figura VI.7. Mapa de densidad de lineamientos en cuadrantes de 1 km². Muestra la distribución espacial de las diferentes concentraciones de lineamientos en la zona en estudio.

Al comparar las cuatro rosas de la figura VI.8, se deduce que las dos orientaciones principales de los lineamientos (25° y 160°) son casi perpendiculares a las dos direcciones principales de la pendiente del MDT (100° y 260°), lo que se explica porque los lineamientos siguen principalmente los causes cuya orientación principal es norte-sur.

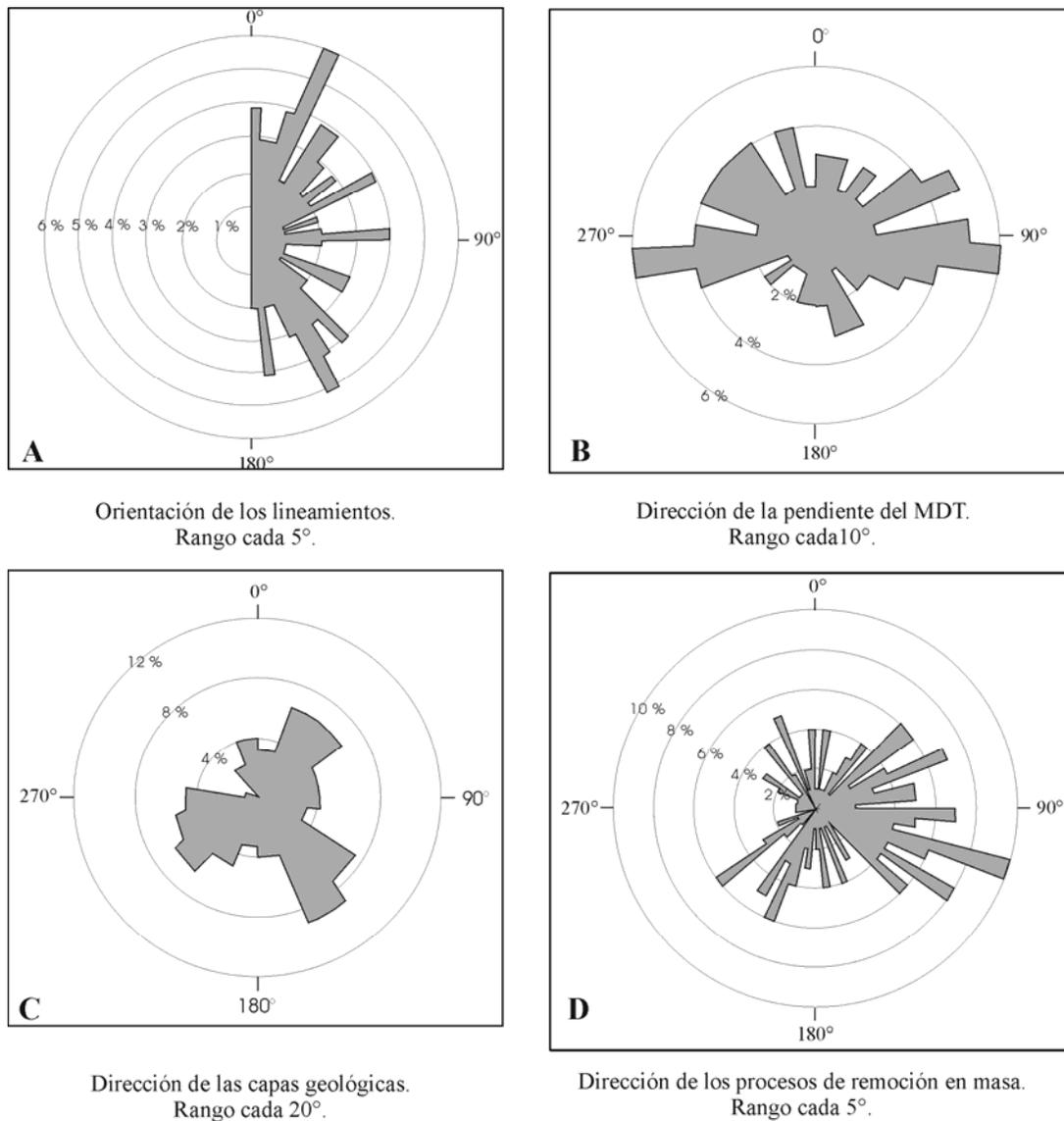


Figura VI.8. A. Diagrama de orientación de los lineamientos; Diagramas de rosas de la dirección de la pendiente del MDT (B), de las capas geológicas (C) y de los PRM (D).

Las capas geológicas presentan tres direcciones principales de inclinación (la primera noreste, la segunda suroeste y la tercera que es la principal tiene una dirección sureste). Por otro lado, la dirección de los PRM se reparten en casi todas las direcciones pero con una concentración

alrededor de 110° , además se observa que hay una relación entre las direcciones principales de los PRM y de las capas geológicas; sin embargo no se puede decir que en todos los casos ambas siguen la misma tendencia con solo comparar los diagramas de rosas, sino que se debe hacer otro tipo de tratamiento como el que se presenta a continuación, para ver si esa relación existe o que tan estrecha es.

VI.3 INTEGRACION DE LOS RASGOS GEOLOGICOS EN EL ESPACIO TRIDIMENSIONAL

VI.3.1 MARCO TEÓRICO

La gravedad juega un papel importante en el movimiento cuesta abajo de las partículas, ya que añade una componente hacia abajo a los movimientos producidos por otras fuerzas. Dicha componente influye paralelamente a una superficie inclinada y es proporcional al seno del ángulo de la pendiente (figura VI.9)

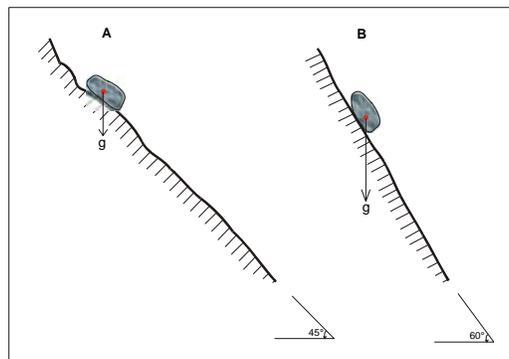


Figura VI.9. Descomposición de la fuerza gravitacional g que obra sobre una roca suelta en una pendiente. En la pendiente A, la componente que tiende a deslizar la roca cuesta abajo y la componente que la empuja contra la ladera son iguales a $0.7g$. En la pendiente B la componente que tiende a deslizar la roca cuesta abajo ha aumentado a $0.87g$ ($\text{sen } 60^\circ$) y la componente que empuja contra la ladera ha disminuido a $0.5g$. Por lo que es más probable que la roca se deslice por la pendiente B que por A. (Tomada de Bloom, 1974).

El coeficiente de fricción es igual a una relación entre la componente cuesta debajo de la gravedad y la componente de la gravedad que obra perpendicularmente a la pendiente, o a la tangente del ángulo de la pendiente, cuando la partícula se está moviendo. Dado que pocos

materiales tienen un coeficiente de fricción mayor que uno, la fricción sola no mantendrá a la roca meteorizada en pendientes mayores de 45°. Las superficies cubiertas de detritos tienden a tener ángulos máximos de pendientes entre 25° y 40°, dependiendo de la forma y de la aspereza de las partículas (Bloom, 1974).

Una roca maciza es suficientemente cohesiva como para resistir a la mayoría de las fuerzas superficiales que actúan sobre ella. Las montañas no se desploman ni fluyen como miel bajo su propio peso. Los fragmentos se pueden movilizar únicamente cuando la roca ha reaccionado con agua a la atmósfera, o ha sido quebrantada por tensiones mecánicas (Bloom *op. cit.*).

Las laderas de las zonas montañosas de la Sierra Norte de Puebla, se encuentran afectadas por muchos de estos cambios, destacando las abundantes precipitaciones y las diferencias de los materiales en cuanto a la resistencia del corte, lo que tiene como consecuencia que se produzcan muchos procesos de remoción en masa.

Hernández-Mena (2008) señala que en la mayoría de los casos la estabilidad de las laderas en roca depende propiamente de la resistencia de la roca y de la resistencia al corte de los planos de discontinuidad que presentan; debido a esto, es aceptable que cada formación geológica posea una susceptibilidad específica a los procesos de remoción en masa de acuerdo con las características físicas que muestren sus materiales. Entonces, para un macizo rocoso que generalmente está formado por varios tipos de rocas y que es considerado como un medio heterogéneo y discontinuo, el comportamiento mecánico debe ser diferente en cada material; por consiguiente, pueden estudiarse las propiedades mecánicas de los tipos de roca y las características mecánicas de sus discontinuidades de manera individual y reagrupar esos valores en una aproximación en conjunto.

Hoek y Bray (1994) desarrollan una metodología para obtener un índice de calidad geomecánica para macizos rocosos con rango numérico de 0 a 100, basado en la identificación, descripción y clasificación de las características mecánicas de la estructura y superficies de discontinuidad. En el esquema de la figura VI.10, se resume el trabajo desarrollado por Hoek *et al.* (1998) y muestra una forma rápida de estimar la calidad de los macizos en campo.

INDICE DE RESISTENCIA GEOLÓGICA (GSI)		Condición de la superficie				
		Disminución en calidad de superficie -->				
		Muy buena	Buena	Moderada	Escasa	Muy escasa
	INTACTA O MASIVA - macizo rocoso con pocas discontinuidades, carente de planos de deformación.	80	70			
	POCO FOLIADA - macizo rocoso parcialmente fracturado con hasta tres sistemas de discontinuidades. Puede contener intercalaciones de rocas foliadas.		60			
	MODERADAMENTE FOLIADA - macizo rocoso fracturado constituido por intercalaciones de rocas foliadas y no foliadas en proporciones semejante.			40		
	BRECHA - macizo rocoso muy alterado tectónicamente con aspecto brechoide.				20	
	MUY FOLIADA - macizo rocoso plegado, altamente fracturado, constituido únicamente por rocas muy foliadas.	N/A	N/A			

Figura VI.10. Carta para estimar el GSI (Hoek *et al.*, 1998), basado en el estado de la estructura y las condiciones que presentan las discontinuidades en algunas formaciones petrográficas encontradas en la zona en estudio.

Actualmente este sistema de estimación de la calidad es una fuente confiable de estimación y cuantificación de la principales características geomecánicas pues permite evaluar de manera sencilla la disminución de la resistencia y el aumento de la deformabilidad de las rocas en formaciones naturales.

Esta estimación depende de la escala de observación; así los PRM formados de partículas finas y de detritos se relacionan directamente con los rasgos de la calidad de la roca, pero en el caso de las avalanchas de rocas que se desencadenan en las riolitas, que tienen una alta densidad de

diaclasas y fracturas a la escala del afloramiento, se puede movilizar estas rocas aunque tenga un índice de resistencia geológica (Geological Strength Index [GSI]) fuerte a una escala 1:1.

VI.3.2. RELACIÓN ENTRE RASGOS GEOLÓGICOS Y PRM

Las numerosas avalanchas de rocas en el mundo parecen provenir de la convergencia que existe entre la pendiente y dirección de las capas geológicas o de la esquistosidad de las rocas metamórficas y la pendiente y dirección de la superficie del relieve donde estos eventos se producen. Un claro ejemplo de este tipo de fenómeno, fue el PRM llamado “Christmas slip” que se produjo el 25 de diciembre de 1997 (Korup, 2005) (foto VI.1). Esta avalancha de rocas destruyó el camino de acceso al glaciar Franz Joseph (Nueva Zelanda) y se desencadenó a partir de los esquistos que forman el eje central de los Alpes del Sur. Como se muestra en la figura VI.11, el plano de esquistosidad de esta formación metamórfica cuya pendiente de dirección 135° es de 65° corresponde a la dirección y la pendiente de la superficie del relieve.



Foto VI.1. Avalancha de rocas “Christmas slip”(Franz Joseph glacier, Nueva Zelanda). Interpretación de Korup (2005);



Figura VI.11. Bloque diagrama de la avalancha de rocas “Christmas slip”obtenido a partir de las imágenes Google Earth remuestreadas

Esta observación del fenómeno es válida para otras regiones en el mundo, y nos condujo a proponer un modelo que toma en cuenta la relación que existe en el espacio tridimensional entre la disposición de un rasgo estructural y la superficie del relieve en la zona en estudio.

VI.3.3 METODOLOGÍA

En primer lugar se definen cuáles son los vectores y las componentes que intervienen en los cálculos que pretenden definir e investigar la congruencia que existe entre estos vectores; esto con la finalidad de obtener un mapa de las zonas donde se presenta esta congruencia que puede corresponder a las regiones susceptibles a PRM.

VI.3.3.1 Los vectores

Se definen en primer lugar los vectores que permiten calcular los ángulos que ellos describen en el espacio tridimensional. El primero de ellos es el vector V_{CG} que se define a partir de la pendiente y la dirección de la pendiente del rasgo estructural estudiado. El segundo es el vector V_{MDT} que corresponde a la pendiente y la dirección de la superficie del MDT en el punto donde se miden las características del primer vector (figura VI.12).

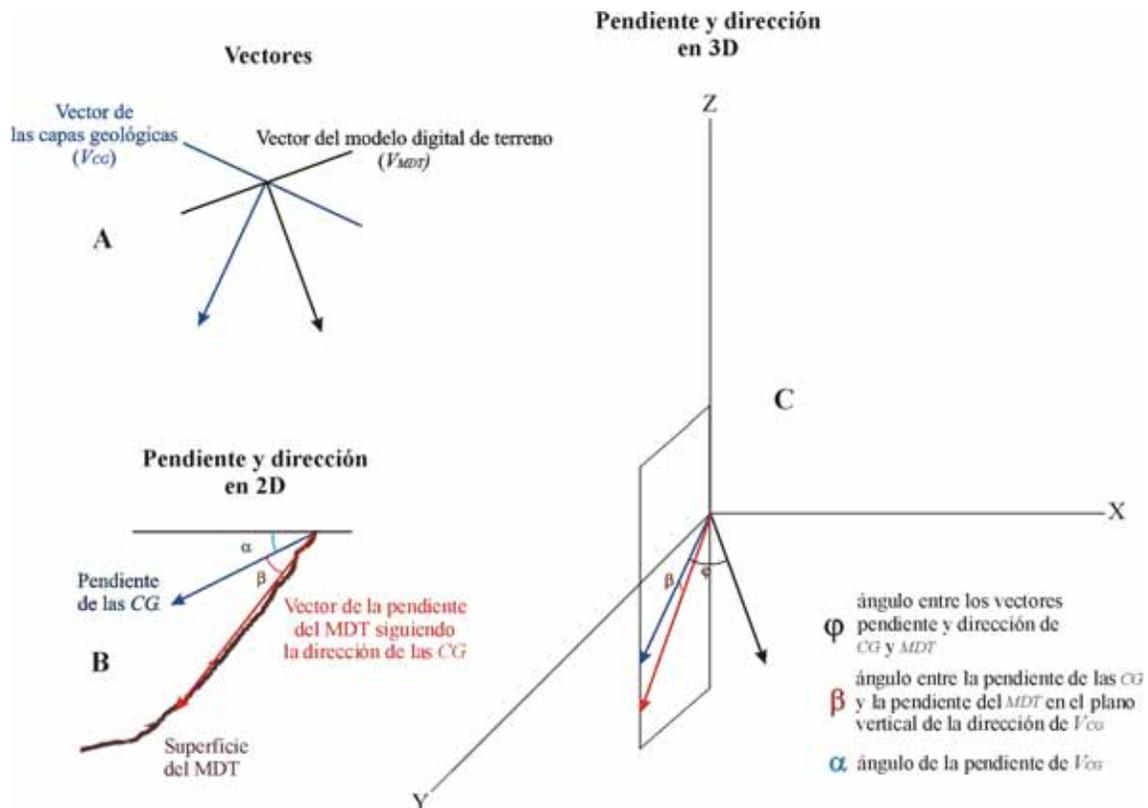


Figura VI.12. Esquema del método para calcular los ángulos φ , β y α entre los vectores V_{CG} y V_{MDT} en los espacios bidimensional (2D) y tridimensional (3D).

VI.3.3.2 Los ángulos

Se definieron dos ángulos: el primero designado como el ángulo φ , el cual es el ángulo entre el vector pendiente/dirección de los rasgos geológicos (V_{CG}) y el vector pendiente/dirección del modelo digital de terreno (V_{MDT}). Veremos más adelante que las relaciones que permiten crear el mapa final de sensibilidad son más acertadas cuando se calcula el ángulo β entre el vector V_{CG} y la pendiente del MDT en dirección al rasgo geológico estudiado. Este último ángulo cuyo cálculo es más fácil que el del ángulo φ , se le considera como positivo cuando la pendiente del vector V_{CG} es menos fuerte que la pendiente de la superficie del MDT. El ángulo β es negativo cuando la pendiente del vector V_{CG} es más fuerte.

VI.3.3.3 Cálculo del ángulo φ

En primer lugar este cálculo requiere colocar el valor de la dirección D_{CG} del vector V_{CG} y la dirección D_{MDT} del vector V_{MDT} en el espacio trigonométrico aplicando las fórmulas siguientes:

$$D_{CG} = 90 - D_{CG}$$

$$\text{Por otro lado, si } (D_{CG} < 0) \ D_{CG} = D_{CG} + 360$$

$$D_{MDT} = 90 - D_{MDT}$$

$$\text{En este caso también, si } (D_{MDT} < 0) \ D_{MDT} = D_{MDT} + 360$$

No se transforma el valor de la pendiente P_{CG} del vector V_{CG} ni el valor de la pendiente P_{MDT} del vector V_{MDT} .

El ángulo φ entonces es igual a:

$$\varphi = \cos^{-1} \left(\frac{(b_1 \times d_1) + (b_2 \times d_2) + (b_3 \times d_3)}{\left(\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + b_3^2} \right) \times \left(\sqrt{d_1^2 + d_2^2 + d_3^2} \right)} \right)$$

$$\text{donde } b_1 = \cos(D_{CG}) \times b_4,$$

$$b_2 = \sin(D_{CG}) \times b_4$$

$$b_3 = \sin(P_{CG})$$

$$b_4 = \cos(P_{CG})$$

$$\text{y } d_1 = \cos(D_{MDT}) \times d_4, \quad d_2 = \sin(D_{MDT}) \times d_4, \quad d_3 = \sin(P_{MDT}), \quad d_4 = \cos(P_{MDT})$$

Se dan tres ejemplos para ilustrar como el algoritmo calcula el ángulo φ .

De entrada, para un punto dado (i, j) , los algoritmos¹ lee en una tabla los valores de la pendiente P_{CG} y de la dirección D_{CG} de la pendiente del rasgo geológico estudiado (por ejemplo, el plano de esquistosidad). El punto (i, j) del MDT permite calcular la pendiente y la dirección de la superficie o bien busca en la imagen de la pendiente el valor de P_{MDT} y en la imagen del aspecto el valor de D_{MDT} .

<p>1) Datos de entrada: $P_{CG} = 30,$ $D_{CG} = 120,$ $P_{MNT} = 60,$ $D_{MNT} = 120.$</p> <p>Valores trigonométricos de las direcciones: $D_{CG} = 330,$ $D_{MNT} = 330.$</p> <p>Cálculo: $b_1 = 0.750$ $b_2 = -0.433$ $b_3 = 0.500$ $b_4 = 0.866$ $d_1 = 0.433$ $d_2 = -0.250$ $d_3 = 0.866$ $d_4 = 0.500$</p> $A = \sqrt{b_1^2 + b_2^2 + b_3^2} \quad B = \sqrt{d_1^2 + d_2^2 + d_3^2}$ $V = A \times B$ $N = (b_1 \times d_1) + (b_2 \times d_2) + (b_3 \times d_3)$ $A2 = N/V = 0.866025$ <p>Angulo en radianes = $\text{acos}(A2) = 0.523599$ Angulo $\varphi = 30.000000$</p>	<p>2) Datos de entrada : $P_{CG} = 45,$ $D_{CG} = 0,$ $P_{MNT} = 45,$ $D_{MNT} = 90.$</p> <p>Valores trigonométricos de las direcciones: $D_{CG} = 90,$ $D_{MNT} = 0.$</p> <p>Cálculo: $b_1 = 0.0$ $b_2 = 0.707$ $b_3 = 0.707$ $b_4 = 0.707$ $d_1 = 0.707$ $d_2 = 0.0$ $d_3 = 0.707$ $d_4 = 0.707$</p> $A = \sqrt{b_1^2 + b_2^2 + b_3^2} \quad B = \sqrt{d_1^2 + d_2^2 + d_3^2}$ $V = A \times B$ $N = (b_1 \times d_1) + (b_2 \times d_2) + (b_3 \times d_3)$ $A2 = N/V = 0.500000$ <p>Angulo en radianes = $\text{acos}(A2) = 1.047198$ Angulo $\varphi = 60.000000$</p>
---	--

VI.3.3.4 El ángulo β

El ángulo β corresponde al ángulo entre la pendiente P_{CG} del vector V_{CG} y la pendiente P'_{MDT} del MDT calculada en la dirección D_{CG} del vector V_{CG} . P'_{MDT} que esta definido por el cálculo de este

¹ *angulo_vect.exe; versant-int2; tabla_surf.exe pegar_tablas_16col; coord_point9_slope 8Parrot, 2006,2007,2008).*

ángulo se limita a tomar en consideración el valor respectivo de estas dos pendientes, ya que la dirección es idéntica en ambos casos. El ángulo β es positivo cuando $P_{CG} < P'_{MDT}$ y negativo cuando $P_{CG} > P'_{MDT}$. (figura VI.13).

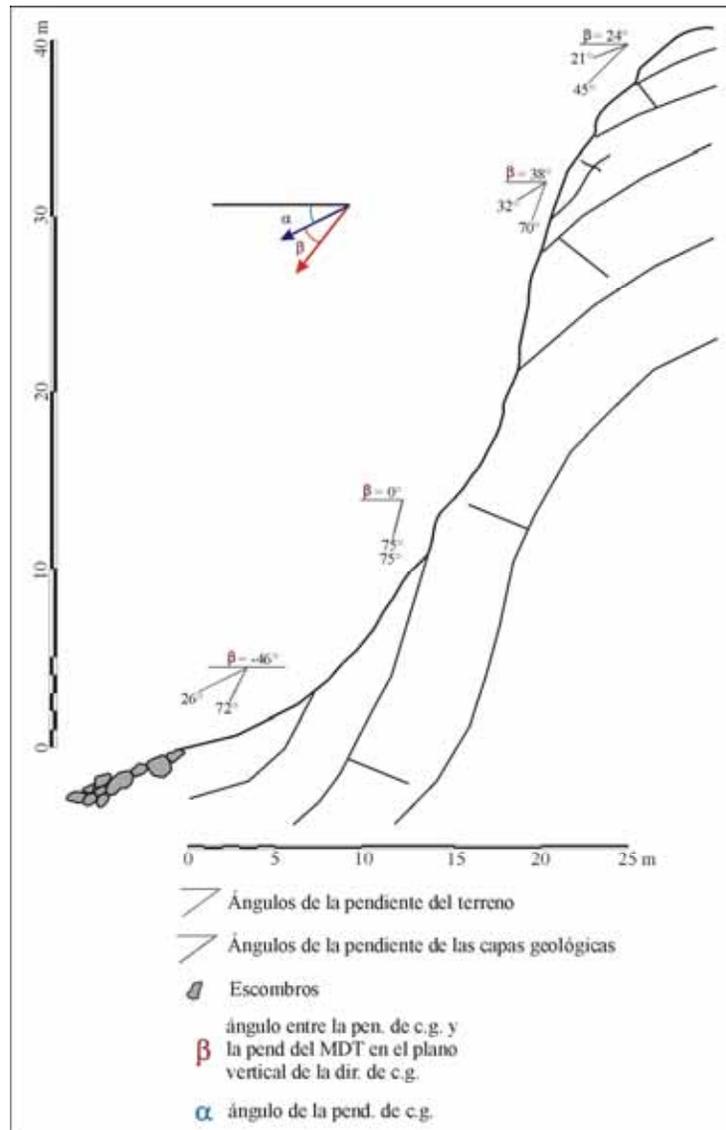


Figura VI.13. Perfil morfométrico teórico mostrando la relación entre la inclinación de las capas geológicas y la pendiente de la superficie del relieve; a partir de esa relación se calcula el ángulo β .

El cálculo del ángulo β sobre algunos cortes estratigráficos (Selby, 1993) puede aplicarse ya sea el valor de la inclinación de la capas geológicas (P_{CG} en línea discontinua negra sobre la figura VI.14), o ya sea el estudio de un rasgo estructural, en este caso las fracturas (P_{CG} en rojo sobre la misma figura). Los dibujos A y B son perfiles en doleritas en la región de Ituna Valley, Antártica

(tomados de Selby, 1993) y el esquema C es un perfil de una serie monoclinal en las lutitas del Jurásico Inferior en la zona en estudio donde la inclinación de las capas es casi la misma que la pendiente de la superficie del terreno.

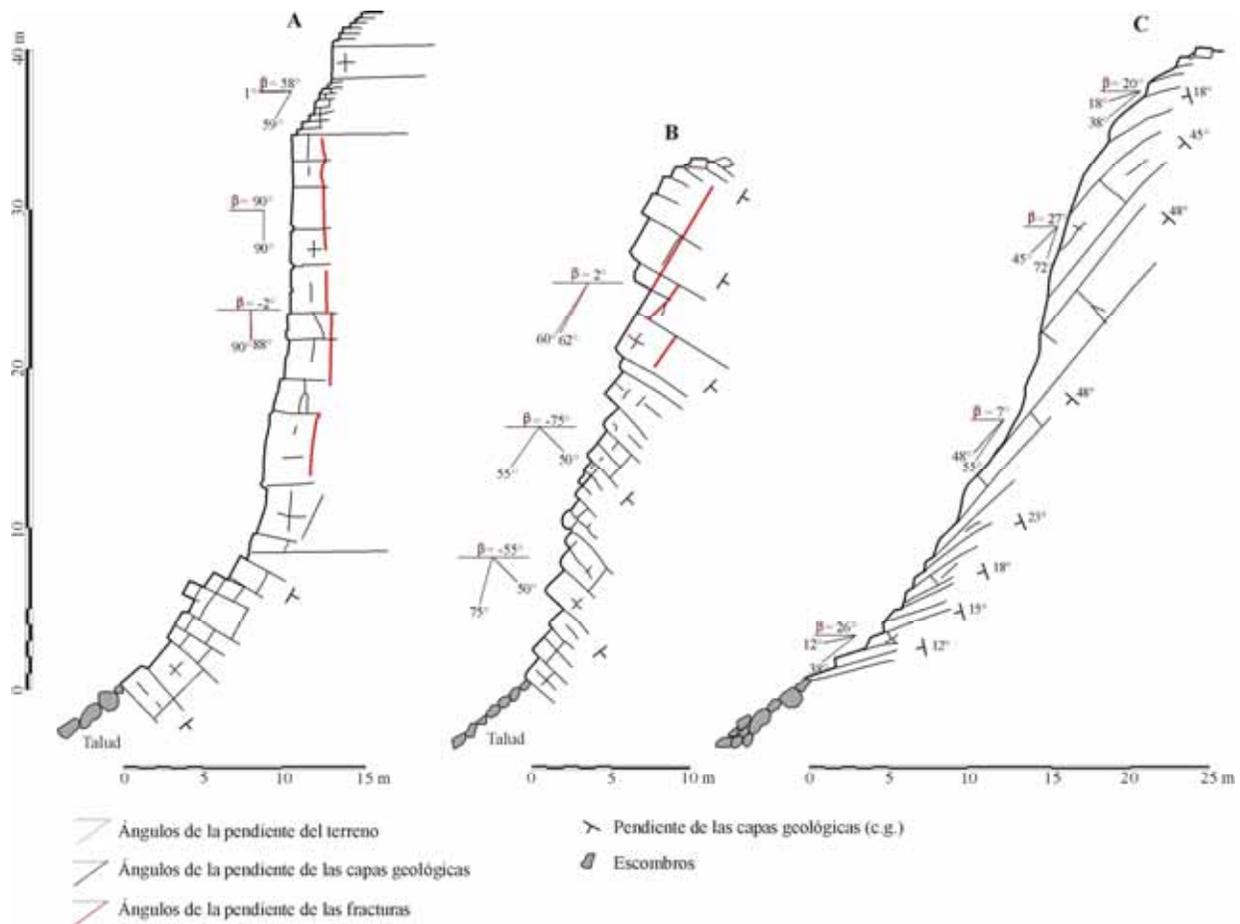


Figura VI.14. Perfiles que representan las diferentes inclinaciones de las capas geológicas y las fracturas (en rojo) y su relación con la pendiente de la superficie del terreno. También se señalan los valores del ángulo β .

VI.3.4 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

VI.3.4.1 Resultados producidos por el ángulo ϕ

La figura VI.15 ilustra el mapa del resultado obtenido a partir de los valores del ángulo ϕ . Esta interpolación fue hecha con la ayuda del *software Surfer9* (Ochoa-Tejeda y Parrot, 2008). Además del hecho de que sería necesario utilizar una malla más fina para llegar a un resultado

realmente significativo, los valores bajos de este ángulo indican solamente que el vector V_{CG} y V_{MNT} son concordantes.

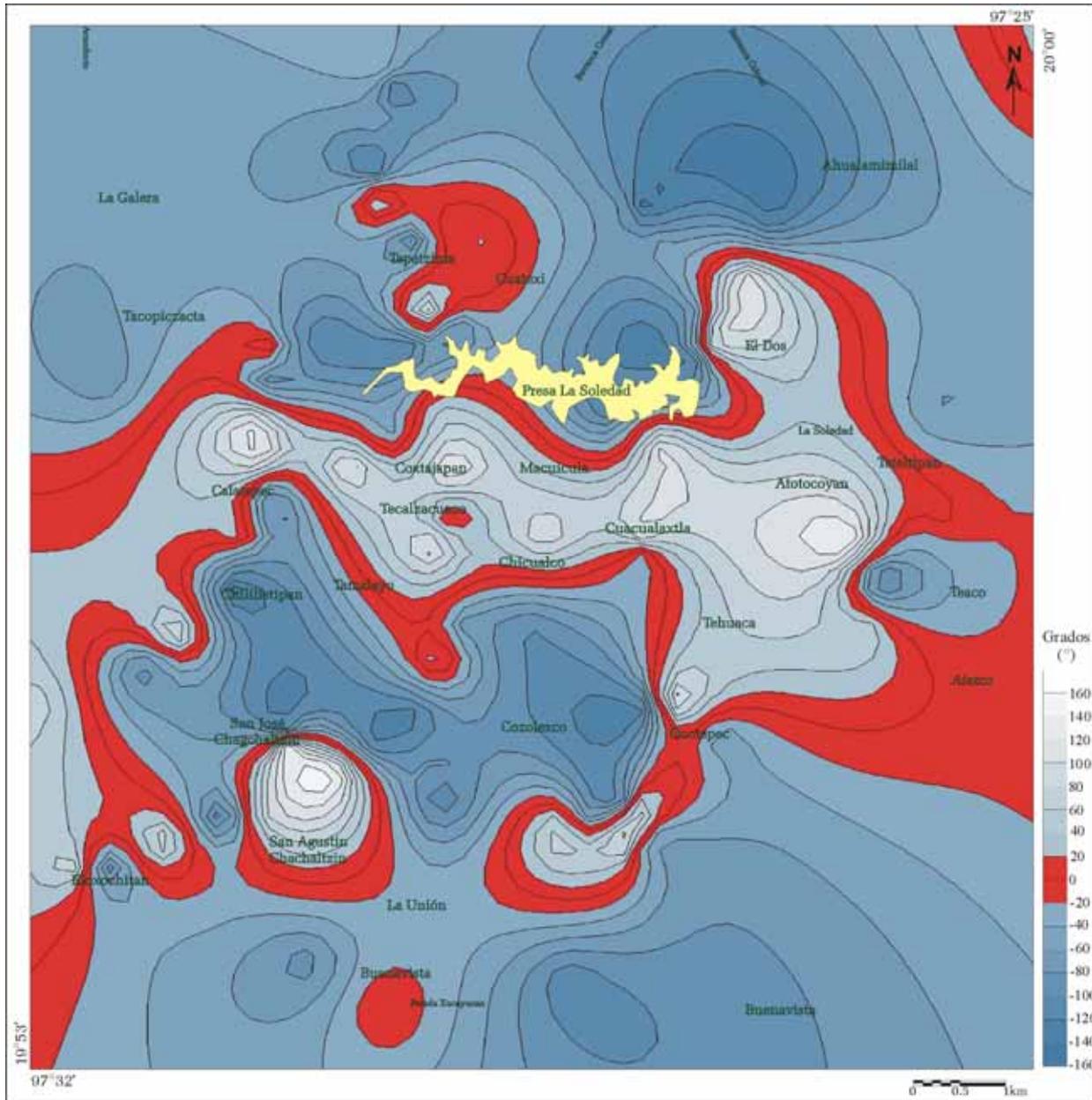


Figura VI.15. Mapa de isocóncitas con los valores del ángulo ϕ .

Esta primera definición de la congruencia no toma en cuenta el factor pendiente ya que un ángulo entre estos dos vectores puede también encontrarse en un plano horizontal. Es la razón por la cuál se necesitaba definir un nuevo ángulo, el ángulo β , para seleccionar el plano vertical.

VI.3.4.2 Resultados del ángulo β

El mismo tipo de tratamiento que el anterior se aplicó a los valores que provienen del cálculo del ángulo φ . El programa desarrollado para realizar estos tratamientos utiliza las coordenadas UTM de los puntos analizados o sus coordenadas en línea y columnas (i, j) y calcula al mismo tiempo los valores del ángulo φ y del ángulo β , así como sus valores absolutos. Además la tabla resultante indica cuál es la media y la desviación estándar de los componentes del vector V_{MDT} utilizando una ventana de 3×3 , con el fin de excluir los puntos cuya desviación estándar fuerte traduce una gran rugosidad de la superficie del MDT que no es tan compatible con el desencadenamiento de un proceso de remoción en masa. Como anteriormente se hizo una interpolación con la ayuda del *software Surfer9*.

El resultado del tratamiento se muestra en el mapa de la figura VI.16. Los valores más bajos de β 2 a -2 (tonos blanco y verde muy claro) corresponden a zonas donde se observa la congruencia entre pendiente de los rasgos geológicos y la pendiente del MDT, excepto la zona de la altiplanicie de Buenavista (sureste) constituida por capas horizontales de tobas e ignimbritas, zona donde no se tomaron medidas e el terreno.

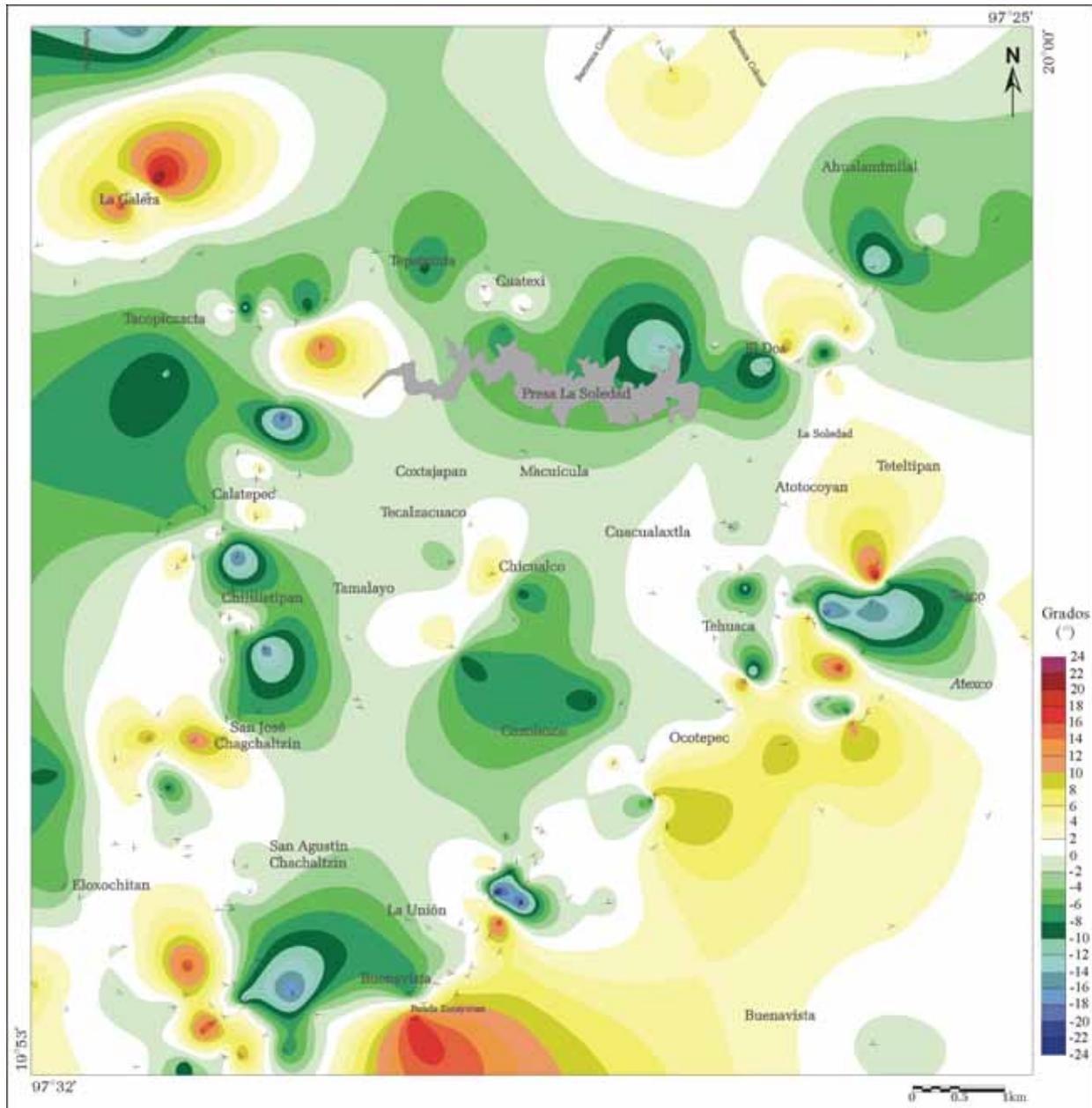


Figura VI.16. Mapa de isoclinas resultado de la interpolación del ángulo β .

En la tabla VI.3 se reporta una porción de los datos que genera el algoritmo, solo los que conciernen al cálculo del ángulo β . Esta tabla que ilustra los resultados obtenidos, toma en cuenta los primeros 40 puntos de medida.

Tabla VI.3. Valores del ángulo β para los primeros 40 puntos de medida.

PRM	Coord. X	Coord. Y	Pendiente	Aspecto	Inclinación Geol.	Dir.Geol.	Angulo β
1	656157	2211865	34	43	34	43	-15.74
2	665088	2211860	29	64	20	80	1.94
3	665013	2211835	11	71	11	71	5.11
4	662069	2211740	40	324	40	324	2.19
5	662099	2211655	41	255	41	255	0.41
6	656993	2211650	19	48	19	48	-3.02
7	664868	2211590	18	102	18	102	2.02
8	662180	2211565	39	271	39	271	-1.76
9	662210	2211435	38	251	38	251	6.94
10	664603	2210364	9	355	40	0	-5.47
11	656372	2210169	19	177	19	177	22.99
12	656046	2210034	10	30	10	30	3.23
13	656267	2210029	44	155	44	155	-2.49
14	655976	2209889	30	126	30	126	16.48
15	665899	2209739	44	144	44	144	-4.90
16	664978	2209549	37	62	37	62	-1.93
17	655786	2209494	62	180	62	180	1.25
18	665108	2209449	21	214	21	214	-0.54
19	655025	2209439	1	344	1	344	0.54
20	665098	2209404	30	186	40	0	-5.96
21	664027	2209389	42	143	42	143	-3.09
22	658845	2209364	14	204	20	350	-2.07
23	656863	2209354	16	154	16	154	-3.52
24	656212	2209274	22	145	22	145	-0.16
25	664498	2209204	34	18	15	170	-13.94
26	660122	2209194	33	236	33	236	-3.33
27	658805	2209169	10	141	20	130	-0.24
28	659401	2209164	11	238	15	170	-8.81
29	660232	2209064	27	200	27	200	-1.80
30	655436	2209029	22	94	22	94	-0.87
31	660322	2208999	32	224	32	224	-2.81
32	664127	2208994	43	152	43	152	2.39
33	660102	2208989	10	185	10	185	0.59
34	660077	2208979	9	200	15	170	0.69
35	664508	2208954	33	108	20	130	-2.56
36	664483	2208914	24	127	20	130	1.05
37	658299	2208829	32	161	32	161	-4.43
38	660117	2208799	15	182	15	182	0.11
39	664407	2208789	34	107	20	130	-2.26
40	658089	2208729	30	98	30	98	-9.42

La grafica de la figura IV.17A, establece la relación que existe entre el valor del ángulo β y el valor de la pendiente del MDT. Se puede constatar que la mayoría de los puntos se sitúan cerca del eje que corresponde al valor 0 para el ángulo β y que la mayoría de los puntos tienen

pendientes entre 10° y 40° . También se encontraron puntos cuya pendiente es superior a 50° y cuyo valor del ángulo β es casi nulo.

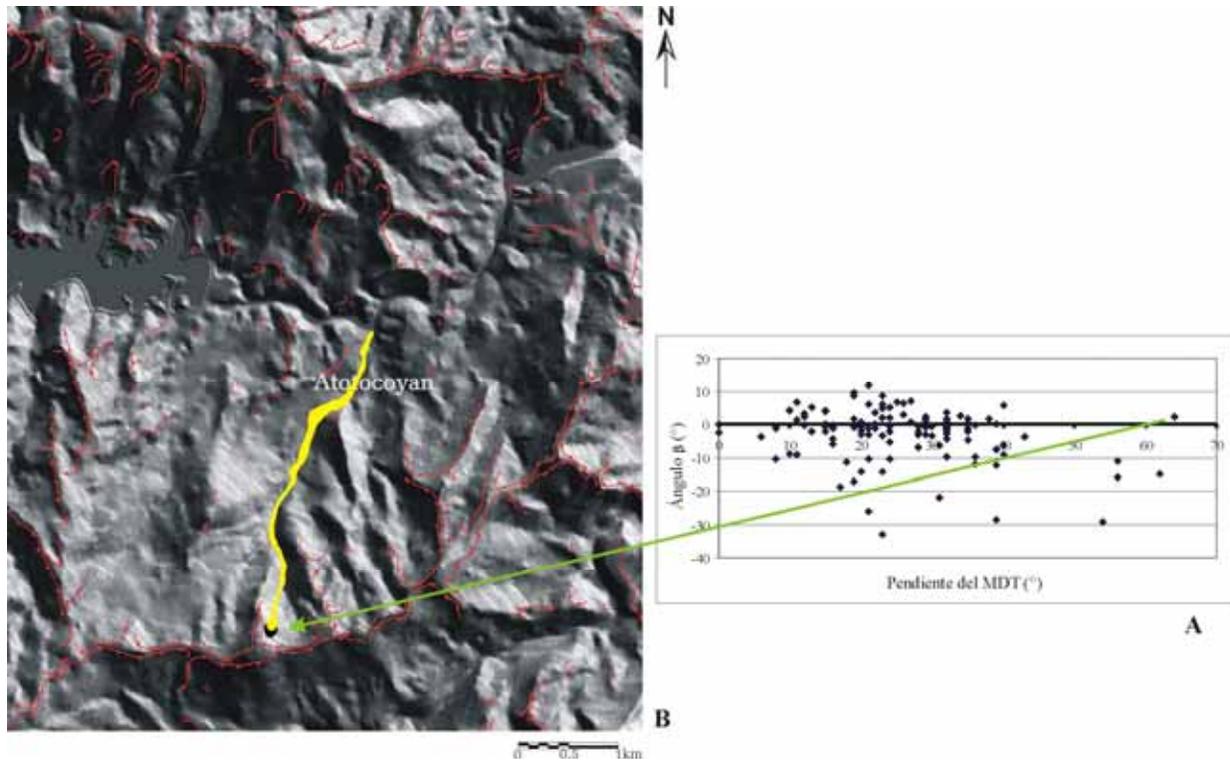


Figura VI.17. Relación entre la zona de desencadenamiento de un PRM complejo (avalancha de rocas) y la posición del punto correspondiente en el diagrama ángulo β vs pendiente del MDT.

Por ejemplo, el punto que tiene un valor β igual a 2 basándose sobre el fracturamiento del afloramiento riolítico y un ángulo de pendiente de la superficie mayor a 60° , corresponde al punto inicial de rompimiento (ver la flecha sobre la figura VI.17A) donde se inicio el movimiento complejo ocurrido en octubre de 1999. Dicho movimiento se inició con un desprendimiento de bloques en un afloramiento de riolitas intensamente fracturadas y continuó como avalancha de rocas, la cual siguió el curso del río efectuando un trayecto de más de 2 kilómetros (figura VI.17B) y causando grandes daños en el poblado de Atotocoyan, donde los grandes bloques de rocas destruyeron numerosas casas (foto VI.2 y foto VI3).

Basándose sobre estas informaciones, fue posible generar un mapa de sensibilidad a los procesos de remoción en masa en la zona de estudio, a partir de una clasificación de los píxeles en función del valor del ángulo de pendiente y del valor del ángulo β . Se considera que las zonas donde los

PRM pueden producirse tienen valores del ángulo β comprendidos entre 2 y -2 y ángulos de pendiente superiores a 30° . Estos valores corresponden a la probabilidad máxima para que ocurran estos tipos de movimientos.



Foto VI.2. Depósitos de material (bloques de riolitas y limolitas y areniscas de la formación Tenexcate [JM]) producto de un movimiento complejo. La trayectoria de la avalancha de rocas fue siguiendo el río y llegó hasta el poblado de Atotocoyan (al fondo se ve la intrusión riolítica);



Foto VI.3. Casas destruidas por la avalancha de rocas ocurrida en 1999.

Se debe notar que se necesita efectuar este tratamiento en dos etapas: en la primera se estudian los fenómenos directamente relacionados con el substrato que tenga o no material superficial; en la segunda etapa se estudiaron los movimientos que se desencadenan solamente en los depósitos inestables. En este último caso los ángulos de la pendiente son más débiles.

VI.4 OBSERVACIONES

A partir de todas las medidas concernientes a la concordancia entre los rasgos geológicos y la superficie del modelo digital de terreno, así como de las observaciones hechas en los capítulos anteriores, se elaboró un mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa en función de la geología, de los tipos de PRM y de la naturaleza del material de arrastre (mapa 2, anexo).

El documento final así obtenido muestra dónde se sitúan las zonas que representan una amenaza efectiva que concierne al desencadenamiento de los procesos de remoción en masa, cuando las condiciones climáticas favorecen el desarrollo de lluvias torrenciales como sucedió en octubre de 1999 y 2005.

En éste mapa (2, anexo) se exponen las áreas de ocupación de los depósitos inestables (coluviones y taludes gravitacionales). En tonos verdes se muestran las zonas de desencadenamiento de los PRM en los coluviones con pendiente $>21^\circ$ (verde oscuro) y rangos entre 10° - 20° (verde claro) con un valor del ángulo β entre -2 y 2. Lo mismo ocurre para los taludes gravitacionales, solo que se muestran en tonos rojo y anaranjado con los mismos rangos de pendiente. Finalmente en tonos morado y violeta se representan las áreas sensibles a PRM en material rocoso desnudo respectivamente con ángulos entre 21° - 3° (violeta) y $>31^\circ$ (morado).

Por lo que se puede concluir que en las formaciones del Jurásico, principalmente en la formación Huayacocotla, son las zonas de mayor susceptibilidad a inestabilidad de laderas y es donde se presentan la mayoría de los tipos de PRM descritos en el capítulo IV.

CONCLUSIONES



CONCLUSIONES

Tratar de realizar un mapa de inestabilidad de laderas que indique cuales son las amenazas que pueden afectar una región cuando se producen procesos de remoción en masa, bajo la influencia de factores desencadenantes tales como el efecto de la gravedad, sismos o lluvias torrenciales, necesita tomar en cuenta los parámetros que caracterizan el material de arrastre, así como que los rasgos geomorfológicos y esencialmente los geodinámicos de la zona en estudio. De hecho, no solo se requiere de estudios puntuales que conciernen al grado de saturación de un suelo, sus características fisicoquímicas o su posición en una ladera o de una investigación relacionada con un solo parámetro general, como la deforestación, por ejemplo, sino también se requiere sobre todo de una visión a la vez global y detallada de todos los elementos que pueden jugar un papel efectivo en un proceso de remoción en masa.

Por esta razón, en una primera etapa se necesitó estudiar el ambiente geotectónico de la zona en estudio, ya que representa el cuadro en el cual se definen las diferentes unidades geológicas, cuyo comportamiento se relaciona con el tipo de material y los rasgos tectónicos que las caracterizan. Por otro lado, en relación con la geología, los rasgos geomorfométricos permiten definir las zonas más sensibles tomando en cuenta la pendiente, la concavidad, la rugosidad del relieve, entre otros. Este estudio se basó en parte sobre resultados obtenidos a partir de un modelo digital de terreno de alta resolución, la fotointerpretación de las imágenes de satélite y los resultados comprobados por las observaciones hechas en el terreno.

Los diferentes tipos de procesos de remoción en masa dependen de las condiciones en las cuales se producen y de la naturaleza del tipo de material de arrastre, así como de los eventos que modificaron anteriormente la cohesión de éste material. Algunos tipos de procesos de remoción en masa involucran el basamento rocoso, mientras que otros involucran o movilizan solamente los depósitos inestables, como son los taludes gravitacionales y los coluviones. El desarrollo, la extensión y el tipo de material de dichas formaciones se deben tomar en cuenta e integrarlos en el documento final.

Igualmente se necesitaba definir los tipos de procesos de remoción en masa que se desarrollaron en la zona en estudio. En conjunto con las observaciones hechas *in situ*, el estudio de las trazas que estos procesos dejaron en el terreno responde por una parte a esta problemática. Se utilizaron parámetros de reconocimiento de patrones para caracterizar las formas, para definir la dirección de estas trazas, y sobretodo, para clasificar los procesos de remoción en masa. Se observó que las diversas familias en las cuales estos procesos se agrupan sobre el mapa de ocurrencia no se reparten en el paisaje de manera aleatoria, sino que se relacionan de manera estrecha con los diversos materiales de arrastre mencionados anteriormente.

Por otro lado, el comportamiento de las zonas de arrastre obedece a la disposición en el espacio tridimensional de los rasgos estructurales que las caracterizan. Entre éstos, se puede mencionar el buzamiento de las capas geológicas, la presencia de diaclasas o la formación de fracturas que a veces se pueden relacionar con sismos que preceden el desencadenamiento de los procesos de remoción en masa bajo la influencia de lluvias torrenciales (por ejemplo, en junio y al final de septiembre de 1999 sismos afectaron la Sierra Norte de Puebla). La congruencia que existe entre estos rasgos y la pendiente del terreno se considera como el testigo de la presencia de zonas de susceptibilidad al desarrollo de procesos de movimiento en las laderas.

Tomando en cuenta las diferentes zonas de probable arrastre, el censo y la clasificación de los diversos tipos de procesos de remoción en masa, la descripción de las relaciones que existen en el espacio tridimensional entre la pendiente y diversos rasgos geotectónicos, se produjo el documento final de esta tesis que corresponde a un mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa. La elección de los rasgos utilizados depende del tipo de material que los movimientos en masa van a movilizar y de la posibilidad de integrarlos en el acercamiento metodológico que permite producir el documento final.

A partir de todos estos criterios objetivos fue factible establecer los factores críticos y confiables de desencadenamiento a los procesos de remoción en masa que responden a las condiciones del paisaje. El mapa final muestra las zonas que representan una amenaza efectiva cuando las condiciones climáticas favorecen el desarrollo de lluvias torrenciales como sucedió en octubre de 1999 y 2005.

Naturalmente un trabajo de investigación deja siempre numerosas interrogaciones sin respuesta. El presente trabajo también padece de esta limitante y por esta razón pretende solamente corresponder a una etapa de la comprensión de los parámetros y factores que predominan cuando estos eventos se producen, eventos complejos que varían en frecuencia, magnitud, velocidad, duración e impacto.

BIBLIOGRAFÍA



BIBLIOGRAFÍA

- Akl, S.G., Toussaint, G. (1978). Efficient Convex Hull Algorithms for Pattern Recognition Applications, Proc. 4th Int. *Joint Conf. on Pattern Recognition*, Kyoto, Japan, 483-487.
- Alcántara-Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. UNAM México*, 41: 9-25.
- Alcántara-Ayala, I., Esteban-Chávez, O., Parrot, J.-F., 2006, Landsliding related to land-cover change: A diachronic analysis of hillslope instability distribution in the Sierra Norte, Puebla, Mexico: *CATENA*, 65: 152-165.
- Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba, R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Ángeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S. (2002). Geología, Geoquímica Y Geología Estructural de las Rocas del Basamento del macizo de Teziutlan, Estado de Puebla: Facultad de Ingeniería, UNAM, México, Tesis de Licenciatura, 105 p.
- Ángeles-Moreno E., Sánchez-Martínez S., Centeno-García, E. Solé-Viñas J., Solís-Pichardo G., Schaaf P. (2001). Caracterización geoquímica de los complejos miloníticos La Soledad y Xucayucan, Macizo de Teziutlán, Puebla. *GEOS Unión Geofísica Mexicana, Boletín informativo Época II*, 21 (3)
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers*. Springer, Berlin. 331 p.
- Bloom, L. A. (1974). *La superficie de la Tierra*, Ed.Omega, Barcelona.
- Bogdanovich (1911). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Borja-Baeza, R. C. (2006). Inestabilidad de laderas en tlatlauquitepec, Sierra Norte de Puebla: análisis y modelación en materiales sedimentarios. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Maestría.
- Brenning, A. (2003). la importancia de los glaciares de escombros en los sistemas geomorfológico e hidrológico de la Cordillera de Santiago: Fundamentos y primeros resultados. *Revista de Geografía, Norte Grande*. Pontificia Universidad Católica de Chile, 30:7-22.
- Bitrán, B. D. (2001). Características del impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en México en el periodo 1980-1999. Serie 1, *Impacto socioeconómico de los desastres en México. CENAPRED*, 112 p.
- Borja-Baeza, R. C., Esteban-Chávez, O., Marcos-López, J., Garnica-Peña, R. J.; Alcántara-Ayala, I. (2006). Slope instability on pyroclastic deposits: landslide distribution and risk mapping in Zacapoaxtla, Sierra Norte de Puebla, México: *Journal of Mountain Science*, 3(1): 1-19.

- Brunsdon, D. (1979). Mass movements. In Embleton, C. y J. B. Thornes (eds), *Progress in Geomorphology*, Arnold, pp. 130-186.
- Brunsdon, D. (1984). Mudslides. In Brunsdon, D. y Prior, D. (eds) *Slope instability*, Wiley and Sons, Chichester, pp. 363-418.
- Brunsdon, D. (1988). *Landschapes*. David & Charles Date Published. 176 p.
- Campa, M. F. (1985). The mexican thrust belt. In Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science Series*, 1: 299–313.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., Borseli, L. (2003a). Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlan, Mexico. *Engineering Geology*, 69: 359-379.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., Davila-Hernandez, N. (2003b). Fenómenos de remoción en masa en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla: relación entre litología y tipo de movimiento. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(2): 95-106.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J. (2003). Procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, septiembre-octubre del 1999. *Ingeniería Geológica, Riesgo Geológico y Geotecnia*. Resumen, p. 265
- Castilla-Torres, J (2007). Indicadores de vulnerabilidad a desastres en las Sierras Norte y Noreste de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Maestría.
- Capra, L, Lugo, H. J., Borselli, L. (2003). Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlan (Mexico). *Engineering Geology*, 69: 359–379.
- Centeno-García, E., Ochoa-Carrillo, H., Sour-Tovar, F. (1995) Permian volcanism in Eastern Mexico, preliminary report: New Orleans Louisiana, U.S.A, *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts*, A-73.
- Cocquerez, J-P., Philipp, S. (1995). *Analyse d'images: filtrage et segmentation*, Ed. Masson, 460 p.
- Corominas, J., García, A. (1997). Terminología de los movimientos de laderas (conferencia). *IV Simp. Nac. Sobre taludes y laderas inestables*, Granada, 2: 320-329.
- Crist, E.P. y Cicone, R.C. (1984a). A Physically-Based Transformation of Thematic Mapper Data--The TM Tasseled Cap: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 22(3): 256-263.
- Crist, E.P., Cicone, R.C. (1984b). Application of the tasseled Cap Concept to Simulated Thematic Mapper Data: *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 343-352.
- Crozier, M. J. (1973). Techniques for the morphometric analysis of landslips. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 17(1): 78-101
- Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslides types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Spec. Rep.-Transp. Res. Board, vol. 247, pp. 36–75.

- Cuanalo-Campos, O. (2004). Metodología para la selección de procesos constructivos empleados en estabilizar deslizamientos de laderas: Las Villas Cuba. Las Villas, Cuba, Universidad Marta Abreu, Tesis Doctoral, 162 p.
- Cuanalo, O. A., Quezada, P.P., Aguilar, M.A., Oliván, R. A. M., Barona, D. E. (2006). Sismos y lluvias factores detonantes de deslizamientos de laderas en las regiones montañosas de Puebla, México. e-Gnosis [on line]. Vol. 4, art. 13:1-14
- Dávila-Hernández, N. (2003). Zonificación del peligro por procesos de remoción en masa con base en la aplicación de un análisis estadístico multivariado condicional: la barranca El Calvario, Teziutlán, Puebla, México. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de licenciatura, 116 p.
- De La Ville, N., Díaz, A.C., Ramírez, D. (2002). Remote sensing and GIS technologies as tools to support sustainable management of areas devastated by landslides: *Environment, Development and Sustainability*, 4(2): 221-229.
- De Pedraza G. J. (1996). Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. 414 p.
- Dikau, R. (1989). The application of a digital terrain model to landform analysis in geomorphology, in "Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems", Ed J. Raper, Taylor & Francis, London, 51-78.
- Dikau, R., Cavallin, A., Jager, S. (1996). Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology*, 15 (3-4), 227- 239.
- Dymond, J.R., Derose, R.C., Harmsworth, G.R. (1995). Automated mapping of land components from digital elevation data: *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 131-137.
- Eguiluz De Antuñano, Samuel, Aranda, G.M, y Marrett, R. (2000). "Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, pp. 1-26.
- Emelyanov (1972). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22(1): 16 p.
- EPOCH (European Community Programme (1993). Temporal occurrence and forecasting of landslide in the European Community. Flageollet, J.C. (ed), 3 volumes, Contract no. 90 0025.
- Eslava-Morales, H. (2006). Efectos e impacto socioeconómico del huracán "Stan" en el estado de Puebla. En Características del impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la república Mexicana en el año 2005. Serie 7, *Impacto socioeconómico de los desastres en México. CENAPRED*, pp. 177-207.
- Esteban-Chávez, O. (2004). La deforestación como mecanismo detonador de la inestabilidad de laderas: estudio de caso en la Sierra Norte de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Licenciatura.
- Flageollet, J. C. (1988). Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson. 224 p.
- Flores-Lorenzo, P., Alcántara-Ayala, I. (2002). Cartografía morfogenética e identificación de procesos en Teziutlán, Puebla. Instituto de Geografía, UNAM. *Investigaciones Geográficas*, 41:7-25 p.

- Florinsky, I.V. (1998). Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models, *International Journal of Geographical Information Science*, 12: 47-62.
- Foucault, A., Raoult, J. F. (1988). Dictionnaire de géologie, 3e édition, Paris. (DC)
- Galván, F. A. (1998). Evaluación de impacto ambiental informe final de actividades Sierra norte de Puebla. *Secretaría de agricultura y ganadería. Banco Mundial*. UAM, México.
- Garnica-Peña, R. (2007). Procesos de remoción en masa: Instrumentación, monitoreo y modelación. Tesis de Maestría en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México. 127 p.
- González, R.C., Wintz, P. (1977). Digital Image Processing. Addison-Wesley. 503 p.
- Guillande, R., Gelugne, P., Bardintzeff, J.M., Brousse, R., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Parrot, J.F. (1993). Cartographie automatique de zones à aléas de mouvements de terrain sur l'île de Tahiti à partir de données digitales. *Bull. Soc. Geol. France*, 4: 577-583.
- Gupta, R.P., Joshi, B.C. (1990). Landslide hazard zoning using the GIS Approach-A case study from th Ramganga catchment, Himaliyas: *Engineer. Geol.* 28: 119-131.
- Gutiérrez del Olmo, J., Moreno, B. V. (2000). Pasado, presente y futuro de la teledetección de alta resolución. El satélite IKONOS. *Revista Internacional de Ciencias de la Tierra* [on line]. Mapping Interactivo.
- Guyot, G., Gu, X.F. (1994). Effect of radiometric corrections on NDVI determined from SPOT-HRV and Landsat-TM data: *Remote Sensing of Environment*, 49: 169-180.
- Hernández-Madriral, V. M., Garduño-Monroy, V. H., Alcántara-Ayala, I. (2007). Estudio geológico para entender los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla, Puebla, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(2): 147-162.
- Hernández-Mena, Z. Herrera Catañeda, S. (2003). Estudio geológico y geotectónico del deslizamiento "Zapotitlan de Méndez", ubicado en la Sierra Norte del estado de Puebla. Ingeniería Geológica, Riesgo *Geológico y Geotecnia*. Resumen, p. 264
- Hernández-Mena, Z. (2008). Mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa con base en análisis multivariado: la región de Zapotitlán de Méndez , Puebla. Tesis de maestría, Centro de Geociencias. Campus UNAM-Juriquilla. Qro. México. 106 p.
- Herrera-Castañeda, S. (2002). Regionalización de los deslizamientos en México. Academia de Ingeniería [on line],
- Hoek, E., Bray, J.W. (1994). Strength of rock and rock masses. *International Society for Rock Mechanics News Journal*, 2(2):4-16.
- Hoek, E., Marinos, P., Benissi, M. (1998). Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Aschist Formation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(2): 151-160.

- Hutchinson, J. N. (1988). General report morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hydrology. In Bornnard, C. (ed), *Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, A. A. Balkema, Rotterdam, Netherland, 1: 3-35.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T. (1948). Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in Eastern México. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 32(9): 1750-1761.
- Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI) (1999). Carta topográfica de Teziutlán E14B15 de INEGI, esc. 1:50 000: Aguascalientes, Ags.
- Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI) (1983, 1984). Dirección General de Geografía. Cartas geológicas escala 1:250,000: *Pachuca, Poza Rica y Veracruz*. México.
- Jackson, R.D., Slater, P.N., Pinter, P.J. (1983). Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres: *Remote Sensing of the Environment*, 15: 187-208.
- Juteau T., Lapierre H., Nicolas A., Parrot J.-F., Ricou L.-E., Rocci G., Rollet M. (1973). Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15(5-6): 478-493.
- Kauth, R. J., Thomas, G.S. (1976). The tasseled Cap -- A Graphic Description of the Spectral-Temporal Development of Agricultural Crops as Seen by LANDSAT. Proceedings of the Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data. Purdue University of West Lafayette, Indiana, pp. 4B-41-4B-51.
- Korup, O. (2005). Geomorphic hazards assessment of landslide dams in South Westland, New Zealand: Fundamental problems and approaches. *Geomorphology*, 66: 167-188.
- Lontadze, (1988). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- López-Mendoza, M. (2003). Diseño de un programa de prevención y mitigación de desastres a inundaciones y procesos de remoción en masa en Zapotitlán de Méndez, Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Licenciatura, 208 p.
- López-Ramos, E. (1982). Geología de México. Tomo II. 3ª Edición. Instituto de Geología.
- López Ramos, E. (1979a). Geología de México, 3 tomos. Edición privada, México.
- López Ramos, E. (1979b). Carta geológica de los estados de Puebla y Tlaxcala, 1:500,000. Instituto de Geología, UNAM, México.
- López Reyes, De los Santos, J.J., Cacho, S., Sánchez, B. G. (1997). Carta Geológico minera Pachuca (F14-11), 1:250 000, Pachuca.
- Lugo, H. J. (1988). Elementos de geomorfología aplicada. Inst. Geografía UNAM, México. 128 p.
- Lugo, H. J. (1989). Diccionario geomorfológico. UNAM, 337 p.

- Lugo, J., Zamorano, J.J., Capra, L., Inbar, M., Alcántara-Ayala, I. (2005). Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999, causas y efectos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, 22(2): 212-228.
- Manzini, M, Rabuffetti, D. (2003). Sensitivity of rainfall thresholds triggering soil slip to soil hydraulic parameter on hillslope geometry. Internat. Conference on fast slope movements, prediction and prevention for risk mitigation, Napoli, Italy. Vol. 1, Bologna (Eds), pp. 349-355.
- Marcos-López, J., 2003. Distribución espacial de los procesos de remoción en masa y riesgos asociados en el municipio de Tlatlauquitepec, Puebla: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura, 151 p.
- Maslov (1955). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba, R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Morales, J., Garduño-Monroy, V. H. (1984). Prospecto Huachinango, Informe geológico Final. Proyecto C-4001. *PEMEX* (Inédito) 147 p
- Mooser, F. (1972). The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofis. Int.* 12: 55-70.
- Mooser, F. (2000, inédito) Mapa Geológico de Teziutlán, Puebla de la C. F. E., escala 1:50 000.
- Murillo-García, F. G. (2007). Elaboración de un inventario de procesos de remoción en masa; aplicación en el porción sureste de la Sierra Norte de Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Licenciatura
- Nifantov (1935). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba, R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Ochoa-Tejeda, V. (2004). Propuesta metodológica para el estudio de la inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la Percepción Remota. Sierra Norte de Puebla: México, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis Maestría, 209 p.
- Ochoa-Tejeda V., Parrot, J-F. (2007). Extracción automática de trazas de deslizamientos utilizando un modelo digital del terreno e imágenes de satélite de alta resolución IKONOS. Ejemplo en la Sierra Norte de Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(3): 354-367.
- Oliva-Aguilar, V. R. (2005). Prevención de desastres en zonas rurales: Pahuatlán, estado de Puebla. Posgrado en Medio Ambiente y Desarrollo, CIEMAD-IPN, Tesis de Maestría.
- Oropeza, O.O., Zamorano, O. J .J., Ortiz, P. M. A. (1998). Peligros geomorfológicos en México: remoción en masa. En los desastres en México, una perspectiva multidisciplinaria. Garza y Rodríguez (coord.). Universidad Iberoamericana-UNAM. México, Capítulo VI: 149-184.
- Parrot, J.-F. (1977). Ophiolites du Nord-ouest syrien et évolution de la croûte océanique téthysienne au cours du Mésozoïque. *Tectonophysics*, 41(4): 251-268.
- Parrot, J.-F. (1980). The Baër-Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. *Ophioliti*, 2: 279-295.

- Parrot, J.-F. y Ochoa-Tejeda, V. (2005). Generación de Modelos Digitales de Terreno raster. Método de digitalización: Geografía para el Siglo XXI, Serie Textos universitarios, Instituto de Geografía, UNAM. 31 p.
- Parrot, J.-F. (2006). Software TLALOC (Tridimensional Landscape Análisis. Local Operating Computation), Versión 01, número de certificado UNAM: 03-2006-09211451400-01.
- Parrot, J.-F. (2007). Tri-dimensional parameterization: an automated treatment to study the evolution of volcanic cones: *Géomorphologie*, 3, 37-47.
- Parrot, J.F., Ochoa-Tejeda, V. (2008). Active landslide traces in mountainous areas extracted by using high resolution satellite images and high resolution DEM. IAG Regional Conference on Geomorphology, Brasov, Romania, September 15-26, 2008.
- Pasquarè, G., Ferrari L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan *Geol. Soc. Am. Map and Chart series*, 22 p.
- Peet, F.G., Sahota, T.S. (1985). Surface curvature as a measure of image texture: *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 7(6): 734-738.
- Penck, A. (1894). *Morphologie der Erdoberfläche*, 2 vols. pp.471-696.
- Philipp, S., Smadja, M. (1994). Approximation of granular textures by quadric surfaces: *Pattern Recognition*, 27 (8): 1051-1063.
- Popov, I.V. (1946). A scheme for the natural classification of landslides. *Doklady of the USSR Academy of sciences*, Vol.54 (2): 157-159.
- Popov (1939). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Pratt, W.K. (1978). *Digital image processing*: Ed Wiley, New york, 750 p.
- Rengers, N., Soeters, R., Westen, C.J.V. (1992). Remote sensing and GIS applied to mountain hazard mapping: *Episodes*, 15(1).
- Rodionov (1939). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., Sour- Tovar, F. (1997). Permian volcanism in eastern Mexico—Preliminary report: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, II Convención Geológica Sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo, Libro Guía de las excursiones geológicas: Excursión, v. 1, p. 27–32.
- Rosenfeld A y Kak AC. (1981). *Digital Picture Processing*. Vol.1 y 2. Academic Press. London.
- Rouse, Jr. J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. (1973). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *Proc. Earth Res. Tech. Satellite-1 Symp. Goddard Space Fligt Cent. Washington, DC*. 309-317.

- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico basin, in Salvador, A., ed. The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, *Geological Society of America*. The Geology of North America. Vol. J: 389-444.
- Sánchez-Titla, E. (2005). Vulnerabilidad, deforestación e inestabilidad: una zonificación del riesgo en Zacatlán, Puebla. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de Maestría, 190 p.
- Sassa, K. (1989). Geotechnical classification of landslides. *Landslide News, Japan Landslide Society*, 3:21-24.
- Savarienskii (1940). En Almaguer-Carmenates, Y., Guardado-Lacaba, R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.
- Schweizer, P. (1987). *Infographie*, Vol. 1 and I, Ed Presses Polytechniques Romandes.
- Segura-Calderon, H. (1990). Estudio Geológico de Prefactibilidad del sistema Hidroeléctrico Atexcaco. Puebla. México. Comisión Federal de Electricidad, 124p.
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford, University Press. 2nd. Edition, 451 p.
- Sharpe C., F. (1938). *Landslides and related phenomena*. *Columbia University Press*, New York.
- Skempton, A., Hutchinson, J. N. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations. In *Proceedings of the Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, State of Art Volume, Mexico, pp.291-340.
- SMN-CANAGUA (2008). Servicio Meteorológico Nacional- Comisión Nacional del Agua (SMN-CANAGUA), <http://smn.cna.gob.mx/>
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* (38): 913-920.
- Suter, M., (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland. Thrust. -and- fold belt between Xilitla and Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí states). México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, 4: 19-31.
- Tardy M. (1980). Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris. France, Thèse de Doctorat d'Etat, 459 p.
- Taud, H., Parrot, J.-F., Alvarez, R. (1999). DTM generation by contour line dilation. *GC*, 25: 775-783.
- Taud, H., Parrot, J.-F. (2005). DEM roughness measurement by local fractal dimension: *Géomorphologie*, 4: 327-338.
- Temesgen, B., Mohammed, M.U., Korme, T. (2001). Natural hazard assessment using GIS and remote sensing methods, with particular reference to the landslides in the Wondogenet area, Ethiopia: *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(9): 665-675.

- Terlien, M.T.J., Van Westen, J., Van Asch, T.W.J. (1995). Deterministic modeling in GIS based landslide hazard assessment: *Geog. Inf. Syst. Assess. Natu. Hazards*, 57-77.
- Terzaghi, K. (1950). Mechanisms of landslides. *Geol. Soc. Am.*, Berkeley Volume, pp:83-123.
- Tucker, C.J., Newcomb, W.W., Los, S.O., Prince, S.D. (1991). Mean and inter-year variation of growing-season normalized difference vegetation index for the Sahel 1981-1989. *International Journal of Remote Sensing*, 12: 1113-1115.
- Varnes, D. (1958). Landslides types and processes. In Eckel, E. Landslides and Engineering Practice, *Highway Res. Board Special Report*, 29: 20-47.
- Varnes, D. J. (1978). Slope Movement. Types and Processes. In Schuster, R (1978) Landslides, *Analysis and Control. Special Report 176*. National Academy of Sciences. Washington. D.C.
- Varnes, D.J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards. UNESCO (Paris). N° 3: p. 63.
- Varnes, D. J. (1975). Slope Movements in the Western United States, in Mass Wasting: *Geoabstracts*, Norwich, p. 1-17.
- Vásquez-Conde, M. T., Lugo, H. J., Matías, L. G. (2001). Heavy rainfall effects en Mexico during early october 1999. In: E. Grunfest and J. Handmer (editors), *Coping with flash floods*. Klumwer Academic Press, Nethwelands, pp. 289-299.
- Vera-Terceros, O. V. (2008). Fundamentos de geología. Universidad Autónoma Gabriel René Moreno, Santa Cruz – Bolivia. *Página web*:
http://www.elprisma.com/apuntes/ingenieria_de_minas_y_petroleos/geologiafundamentos/default.asp
- Verma, S. (1983). Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico—Nd and Sr isotope data. *Nature*. 302: 52-55.
- Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000, Terrain Analysis. Principles and Applications. John Willey & Sons, New York, 479 p.
- WP/WLI (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No 41: 5-12.
- WP/WLI (1993^a). A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bull. Int. Association of Engineering Geology*, 47: 53–57.
- WP/WLI (1993b). Multilingual Landslide Glossary BiTech Publisher, Richmond, 59 pp.
- Yañez-García, C., García D. S. (1982). Exploración de la región Geotérmica Los Humeros- Las Derrumbadas. Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad. 96 p.
- Zolotariev (1956). En Almaguer–Carmenates, Y., Guardado-Lacaba,R. (2006). Tipología de movimientos de masas desarrollados en el territorio de Moa, Cuba. *Minería y Geología*, 22 (1): 16 p.

REFERENCIAS EN INTERNET

<http://www.eduspace.esa.int/eduspace/subtopic/>

<http://membres.lycos.fr/teledetec/paginas/Pagina2.htm>

<http://edcw2ks21.cr.usgs.gov/centralamerica/readme%5CFEWSNET-NDVI.doc>

<http://www.infocarto.es/ndvi.htm>

<http://www.coloryapariencia.com.ar/color.htm>

http://www.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=135

<http://www.medioambiente.cu/museo/riesgo.pdf>

INDICE FIGURAS

Figura I.1. Localización de la región La Soledad dentro de las provincias fisiográficas principales de México (tomado de Hernández-Madrigal <i>et al.</i> , 2007 y modificado por Ochoa-Tejeda).	19
Figura I.2. Mapa de la red fluvial en la zona en estudio. El drenaje se observa muy homogéneo o tiende a serlo; se trata de un dendrítico a subdendrítico controlado por estructuras disyuntivas en los cauces más largos. El arreglo en el sureste es ortogonal.....	23
Figura I.3. Densidad de cabeceras (Dcp) de la red fluvial para cada formación geológica. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicuaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).....	24
Figura I.4. Grafica densidad de disección vs dimensión fractal. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicuaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).	26
Figura I.5. Graficas número de cabeceras vs densidad de cabeceras ponderadas. Ig (ignimbritas cuaternarias); TC (Tobas cuaternarias); TP (derrames andesíticos intercalados con tobas del Plioceno); JS (Jurásico Superior = alternancia de calizas, lutitas y margas); JM (Jurásico Medio = limolitas, areniscas y conglomerados); JI (Jurásico Inferior = Areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados); R (riolitas); Mi (complejo milonítico El Mirador = Esquistos); Co (complejo milonítico Cozolexco= metabasaltos); Ch (complejo milonítico Chicuaco = esquistos y metabasaltos); Cs (complejo milonítico La Soledad = gneises).....	27
Figura I.6. Diagrama bidimensional de la frecuencia de la densidad de cabeceras ponderada en toda la zona en estudio en dos ventanas de observación.....	28
Figura I.7. Mapa de la relación densidad de cabeceras ponderada (<i>Dcp</i>) y pendiente en La Soledad.....	30
Figura I.8. Mapa de Precipitación Total Anual sobrepuestos al MDT sombreado. En la construcción de las isoyetas quedaron como líneas maestras las de 50, 100, 200, 400, 600, 1000, 1500, 2000, 3000 y 4000 mm y como intermedias las de 300, 500, 800, 1200, 1800, 2500, 3500, y 4500 mm anuales. Lo anterior considerando que la precipitación aumenta en proporción geométrica. (Tomado de García, E. en CONABIO, 1998).....	32
Figura I.9. Mapas geológicos utilizados para la reinterpretación. A. Corte del mapa de INEGI (1988); B. Corte del mapa de Segura (1990), C. Corte del mapa de Mooser (2000, inédito); D. Mapa de Ángeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002).	37
Figura I.10. Imágenes de satélite IKONOS. A. Banda 1 o azul; B. Banda 2 o verde, C. Banda 3 o rojo; Banda 4 o infrarrojo.....	39
Figura I.11. Representación del comportamiento espectral o firmas espectrales de algunos objetos como agua, vegetación verde y suelo en las imágenes de satélite.....	40
Figura I.12. Ejemplo del cálculo de la interpolación lineal entre dos curvas de nivel 1000 y 1100.	44

Figura I.13. Modelo digital de terreno sombreado de zona en estudio (resolución de 5 m); red fluvial con los cauces principales en azul y presa La Soledad.	45
Figura II.1. Atributos primarios provenientes del modelo digital de terreno. A. MDT sombreado; B. Curvas de nivel; C. capas altimétricas sobrepuestas al MDT sombreado; D. Densidad de curvas, E. Pendientes; F. Convexidad y concavidad.	50
Figura II.2. Parámetros morfométricos a partir del análisis de la red fluvial. A. red Fluvial; B. Densidad de cabeceras.; C. Densidad de los segmentos de primer y segundo orden de Strahler.	51
Figura II.3. Columna estratigráfica de La Soledad.....	55
Figura II.4. Esquema de la evolución geológica de la región en estudio.	70
Figura II.5. Secciones geológica. Cs = Complejo milonítico La Soledad; Cc = complejo milonítico Chicuaco; Cz = complejo milonítico Cozolexco; Mi = complejo milonítico El Mirador; Hy = Formación Huayacocotla (JI); Tx = Formación Tenexcate (JM); T-P = Formaciones Tamán y Pimienta (JS); Tz = Formación Teziutlán (Plioceno); Tb = Tobas cuaternarias; Ix = ignimbritas Xaltipan (Cuaternario); FN = Falla normal; ϕ = cabalgadura.	73
Nota: Sobre la sección C-D la presencia de un gran talud gravitacional proveniente de la ladera que se colapso del Jurásico Superior impide determinar la extensión y la relación de T-P y Hy.	73
Figura III.1. A. Base teórica del cálculo de la superficie tridimensional. B. Visión tridimensional de la definición de la superficie de un píxel teórico tomando en cuenta la altitud de los 8 píxeles vecinos.	76
Figura III.2. Distribución de los valores de PA3D en la zona en estudio. A. PA3D global para cada unidad geológica; B. PA3D local calculado en una ventana móvil de 11 x 11 píxeles; C. Sobreposición del PA3D global y local.	80
Figura III.3. Perfil sintético de la relación regolita, roca madre y suelos.....	82
Figura III.4. Esquema de las relaciones entre suelos, talud gravitacional y coluvion.	84
Foto III.3. Afloramiento del talud gravitacional que se encuentra en los alrededores del poblado La Galera.	86
Figura III.5. Perfil esquemático del colapso y el talud gravitacional ocurridos en La Galera. T-P = Formaciones Tamán y Pimienta (Jurásico Superior); Hy = Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior); Ix = Ignimbritas Xaltipan (Cuaternario); Cs = complejo milonítico La Soleda; FN = Falla normal; ϕ = cabalgadura.....	87
Figura III.6. Etapas de la simulación de la formación del talud o depósito gravitacional en el poblado La Galera. A. Bloque 3D del relieve actual del talud con sus elementos que lo constituyen; B. Límite de la zona de reconstitución del talud; C. Bloque 3D de área reconstruida; D. Zonas de arrastre y acumulación del material (ver leyenda).....	88
Figura III.7. Esquema teórico que permite medir los índices morfométricos de un proceso de remoción en masa (Crozier, 1973).	89
Figura III.8. Esquema del depósito gravitacional ocurrido en el poblado de La Galera de la zona en estudio.	90
Figura III.9. Esquema de un movimiento de ladera complejo empezando como caída de bloques y continuo como flujo arrastrando material de la formación Huayacocotla y del complejo milonítico Cozolexco.	90
Figura III.10. Esquema vertical de un talud gravitacional cerca del poblado de San Agustín Chagchaltzin.	92

Figura III.11. Mapa de los depósitos inestables.	93
Figura IV.1. Esquema de movimiento de caída de bloques que muestra la separación de una ladera escarpada; los bloques descienden en caída libre a través del aire, saltan y ruedan. El movimiento puede ser de muy rápido a extremadamente rápido (Alcántara, 2000).	103
Figura IV.2. Esquema de vuelcos (Flageollet, 1989), a. Desplome por deslizamiento capas sobre capas (1= calizas, 2 = margas y 3= fisuras); b. balanceo de rebote por rompimiento y desplome de las capas débiles subyacentes (P = punto de la masa rocosa; E = derrumbe por balanceo; c. Derrumbe por la presión hidrostática del gel dentro de la fisura (EC = separación; P = presión; E. derrumbe por basculamiento).....	104
Figura IV.3. Principales tipos de deslizamientos definidos por Hutchinson (1988). A. Simple; B. múltiple; C. En relevo; D y E. Movimiento ligado a fuerzas que provocan un desplazamiento curvo alrededor de un punto situado debajo del centro de gravedad de la unidad desplazada: En todos los casos, la superficie de ruptura es curva y cóncava.	105
Figura IV.4. Deslizamiento translacional. A. Esquema (los coluviones corresponden a regolitas desplazadas).....	106
Figura IV.5. Esquema de las principales manifestaciones del fenómeno de reptación en una ladera de pendiente suave (Bloom, 1974).	107
Figura IV.6. Esquema de que como se origina un flujo de detritos	108
Figura IV.7. Esquema de un PRM complejo comienza con una ruptura de la roca, después caída de bloques, continúa como una avalancha de rocas, se puede formar un talud gravitacional o continuar como flujo.....	109
Figura IV.8. Localización de los PRM en el bloque 3D de la zona de San José Chagchaltzin, obtenido a partir de los datos de Google Earth. Los números indican los puntos de localización de los PRM.	112
Figura IV.8. Porcentaje de deslizamientos en 6 rangos de pendientes para cada formación geológica...	120
Figura IV.9. Representación de los rangos de pendiente en triángulos (en Ochoa-Tejeda, 2004).....	120
Figura V.1. Índices de reflectancia utilizados. A. Índice normalizado de vegetación (NDVI). B. Índice de brillantez del suelo (SBI).....	127
Figura V.2. Mapa de pendientes, evidencia la magnitud y profundidad que presentan los valles fluviales en las zonas montañosas, las zonas muy escarpadas (tonos rosas y morados) y la disminución gradual de las inclinaciones, laderas montañosas medias, escarpes de falla y relieve estructural tipo cresta (tonos verde) valles en montañas medias y relieves estructurales tipo cuesta (tono anaranjado), fondos de valles (amarillo) los piedemontes y la altiplanicie (tono beige).	128
Figura V.3. A. Grafica del porcentaje del valor de la pendiente en cada punto del MDT y representación de las 5 zonas principales que corresponden a las formas del relieve y los procesos asociados a las laderas; B. Grafica del porcentaje del valor de la dirección de la pendiente (aspecto). Los cálculos fueron hechos para toda la zona en estudio.	131
Figura V.4. Comportamiento de los tres histogramas (2 índices de reflectancia y pendiente): A. El índice de brillantez del suelo (SBI) presenta tres picos principales que corresponden a valores de reflectancia de zonas erosionadas; de izquierda a derecha los tonos de gris oscuro poca erosión y los grises claros a blancos suelos desnudos o erosionados; B. El índice normalizado de vegetación (NDVI) presenta una curva bimodal, el pico pequeño corresponde a cuerpos de agua; las zonas sin o con poca vegetación corresponden a valores entre este pico y el punto de inflexión a 140; la	

vegetación activa o abundante va del valor del segundo pico hasta 255; C. Pendiente se considera que los PRM ocurren en pendientes mayores a 15°	133
Figura V.5. Ilustración de la definición de una zona convexa utilizando la marcha de Jarvis.....	137
Figura V.6. Grafica de la relación entre dos parámetros de Reconocimiento de Patrones (largo vs ancho). La mayoría de los puntos se acumulan en una nube se encuentra entre 10 y 20 píxeles de largo y entre 2 y 18 píxeles de ancho (píxel = 5 metros). Los puntos A y B corresponden a las trazas de los PRM mas grandes encontrados.....	139
Figura V.7. Gráfica de la relación entre la superficie y el índice <i>RCI</i>	140
Figura V.8. Diagrama bidimensional de cómo se agrupan las diferentes familias de procesos de remoción en masa en la zona en estudio.....	141
Figura V.9. Mapa de la repartición de las 6 familias de los PRM en las unidades geológicas y sus valores de los índices ϑ y <i>CI</i>	143
Figura VI.1. Esquema teórico para deducir el eje principal. A. Forma en estudio encerrada en un rectángulo indicando su centro de gravedad; B. Eje principal calculado.	149
Figura VI.2. Descripción de los pasos a seguir para el cálculo de la dirección de las zonas convexas que encierran los PRM de 1999 identificados en las zonas de estudio. A. Localización y dibujo de las trazas en las imágenes de satélite (compuesto de color 234 [verde, rojo, infrarojo]); B. Lo mismo que en A pero rellenando con color la zona de las trazas de los PRM; C. Extracción de las trazas en una imagen de 1 byte; D. Zona convexa de los PRM indicando sus características principales (A1 = valor de altitud mas alto y A2 = valor más bajo de altitud).	151
Figura VI.3. Grafica de la orientación y dirección de las trazas de los movimientos de ladera.....	153
*Tg = talud gravitacional; Ig = ignimbritas; C = coluviones.	154
Figura VI.4. Diagramas de rosa de la dirección de los procesos de remoción en masa de la región La Soledad. A. PRM de 1999; B. PRM de 2005; C. Total de los PRM (1999 y 2005).....	155
Figura VI.5. Diagrama de rosa de las direcciones de las capas geológicas con rango cada 20.....	156
Figura VI.6. Mapa de lineamientos sobre las unidades geológicas La Soledad y rosa de dirección de los lineamientos.....	158
Figura VI.7. Mapa de densidad de lineamientos en cuadrantes de 1 km ² . Muestra la distribución espacial de las diferentes concentraciones de lineamientos en la zona en estudio.....	159
Figura VI.8. A. Diagrama de orientación de los lineamientos; Diagramas de rosas de la dirección de la pendiente del MDT (B), de las capas geológicas (C) y de los PRM (D).....	160
Figura VI.9. Descomposición de la fuerza gravitacional g que obra sobre una roca suelta en una pendiente. En la pendiente A, la componente que tiende a deslizar la roca cuesta abajo y la componente que la empuja contra la ladera son iguales a 0.7 g. En la pendiente B la componente que tiende a deslizar la roca cuesta abajo ha aumentado a 0.87 g (sen 60°) y la componente que empuja contra la ladera ha disminuido a 0.5 g. Por lo que es más probable que la roca se deslice por la pendiente B que por A. (Tomada de Bloom, 1974).	161
Figura VI.10. Carta para estimar el GSI (Hoek <i>et al.</i> , 1998), basado en el estado de la estructura y las condiciones que presentan las discontinuidades en algunas formaciones petrográficas encontradas en la zona en estudio.....	163
Figura VI.11. Bloque diagrama de la avalancha de rocas “Christmas slip” obtenido a partir de las imágenes Google Earth remuestreadas.....	164

Figura VI.12. Esquema del método para calcular los ángulos φ , β y α entre los vectores V_{CG} y V_{MDT} en los espacios bidimensional (2D) y tridimensional (3D).	165
Figura VI.13. Perfil morfométrico teórico mostrando la relación entre la inclinación de las capas geológicas y la pendiente de la superficie del relieve; a partir de esa relación se calcula el ángulo β	168
Figura VI.14. Perfiles que representan las diferentes inclinaciones de las capas geológicas y las fracturas (en rojo) y su relación con la pendiente de la superficie del terreno. También se señalan los valores del ángulo β	169
Figura VI.15. Mapa de isoclinas con los valores del ángulo φ	170
Figura VI.16. Mapa de isoclinas resultado de la interpolación del ángulo β	172
Figura VI.17. Relación entre la zona de desencadenamiento de un PRM complejo (avalancha de rocas) y la posición del punto correspondiente en el diagrama ángulo β vs pendiente del MDT.	174

INDICE DE FOTOS

Foto II.1. Toma de datos estructurales en el terreno. A. Pendiente y dirección de la esquistosidad en el complejo milonítico La Soledad; B. Pendiente y dirección en la Formación Huayacocotla. -----	52
Foto II.2. Afloramientos del complejo milonítico La Soledad A. Gneises que afloran cerca de Chililis; B. Milonitas cuarzo feldespáticas al norte de la presa La Soledad entre los poblados Cuatexi y El Dos. -----	57
Foto II.3. Afloramiento de esquistos del complejo Xucayucan en la Cumbre El Mirador.-----	59
Foto II.4. Intercalaciones de lutitas y areniscas de la Formación Huayacocotla (JI).-----	60
Foto II.5. Conglomerados de la Formación Tenexcate (JM).-----	61
Foto II.6. Afloramientos del Jurásico Superior. A. Laderas constituidas de calizas localizadas al norte de la presa La Soledad (Formación Pimienta); B. Capas de calizas intercaladas con bandas de pedernal (Formación Taman).-----	62
Foto II.7. Formación Teziutlán, vista desde la Parada Xucayucan. -----	63
Foto II.8. Afloramiento de ignimbritas Xaltipan en el tramo de la carretera Tlatlauquitepec-Mazatepec cerca de la Parada Xucayucan. -----	64
Foto II.9. Afloramiento de riolita sobre el tramo de terracería La Unión – San Agustín Chagchaltzín. ----	65
Foto II.10. Cabalgadura en las unidades mesozoicas superiores de la SMO que afloran al norte de Tlatlauquitepec.-----	66
Foto II.11. Falla normal izquierda con orientación N 20° que se produjo en 2005 afectando un talud gravitacional.-----	68
Foto II.12. Contacto geológico entre el Complejo milonítico La Soledad y las Ignimbritas Xaltipan. Se observa un flujo de detritos deslizándose sobre las ignimbritas. -----	69
Foto III.1. Depósito de coluviones expuesto por un deslizamiento translacional ocurrido cerca de la carretera que va de La Unión a Atotocoyan.-----	83
Foto III.2. Corte estratigráfico de los coluviones en la región de La Unión-----	84
Foto III.4. Proceso de remoción en masa removilizando un depósito gravitacional en la región de San Agustín Chagchaltzin. A. Grieta de tensión o avance lateral que permite ver la heterogeneidad del material (bloques y planos); B. Depósito gravitacional de bloques de diversos tamaños de la formación Huayacocotla (JI) y de las riolitas, productos de PRM complejo ocurrido en 2005.----	91
Foto IV.1. Bloques de derrubios provenientes de las formaciones del Jurásico Superior, localizados cerca del poblado de Cuatexi-----	103
Foto IV.2. Desprendimiento de bloques en materiales de calizas.-----	104
Foto IV.3. Deslizamiento translacional en material de coluviones en la carretera que va de La Unión a Atotocoyan. En la cabecera aparece una coronación con cicatrices de arranque (en negro) y en la masa desplazada se reconocen bloques. -----	106
Foto IV.4 Fenómeno característico del crecimiento anómalo (curvatura) en los árboles, por el desplazamiento lento del suelo, es decir reptación; se presenta sobretodo al norte de la presa La Soledad. -----	107

Foto IV.5. Depósito de detritos Cerca del poblado de San José Chagchaltzin, este tipo de flujo de detritos se encuentra en casi todas las carreteras de la zona en estudio. -----	108
Foto IV.6. PRM complejo (Avalancha de rocas). Los derrubios se agrupan como corredor en el fondo del valle. -----	109
Foto. IV.7. Deslizamiento translacional en la unidad geológica JI. Se encuentra en el tramo de la carretera que va de San José Chagchaltzin y San Agustín Chachlaltzin -----	113
Foto IV.8. Deslizamiento rotacional de bloques de grandes dimensiones (238 m de ancho y 289 de longitud) que se produjo en 1999. -----	113
Foto IV.9. Movimiento complejo en el tramo de la carretera que va de San José Chagchaltzin hasta Chililis. A Cicatriz de inicio del PRM y B. Zona de flujo de detritos. -----	114
Foto IV.10. Movimiento complejo ocurrido en 2005 Primero empezó por un deslizamiento translacional (A) y continuó como flujo de detritos (B). -----	115
Foto IV.11. Depósito de material proveniente de la formación Huayacocotla y riolitas, producto del alud de rocas que siguió el cauce del río cerca del poblado de San Agustín Chagchaltzin. -----	115
Foto IV.12. Evidencia de un antiguo deslizamiento translacional en las ignimbritas Xaltipan (año 1999) que destruyó la carretera (ya fue reconstruida).-----	116
Foto IV.13. Flujo de coluviones sobre las ignimbritas en la terracería que va al poblado de Tepetzinta. 116	
Foto IV.14. Flujo de rocas y detritos. A. localizado en un bloque 3D extraído de Google Earth; B. Toma de la foto desde la terracería de Teteltipan; C. Escarpe principal del PRM sobre la carretera que va de Atotocoyan hacia Ahualamimilal, a dos kilómetros del poblado El Dos. -----	117
Foto IV.15. Deposito de bloques de riolitas en el fondo del valle provenientes de un movimiento complejo que inicio como caída y después se convirtió en una avalancha de rocas en los alrededores del poblado de Tehuaca.-----	119
Foto IV.16. Ejemplo de colonización por la vegetación en la zona donde se produjo un deslizamiento. Se observa que el PRM se reactivo en su parte central y fue recolonizado.-----	121
Foto VI.1. Avalancha de rocas “Christmas slip”(Franz Joseph glacier, Nueva Zelanda). Interpretación de Korup (2005);-----	164
Foto VI.2. Depósitos de material (bloques de riolitas y limolitas y areniscas de la formación Tenexcate [JM]) producto de un movimiento complejo. La trayectoria de la avalancha de rocas fue siguiendo el río y llego hasta el poblado de Atotocoyan (al fondo se ve la intrusión riolítica); -----	175
Foto VI.3. Casas destruidas por la avalanchas de rocas ocurrida en 1999. -----	175

INDICE DE TABLAS

Tabla I.1. Climas de la región Sierra Norte de Puebla (Galván, (1998). -----	31
Tabla I.2. Umbrales de precipitación para desencadenamiento de movimientos de laderas. Tomada de González <i>et al.</i> (2002)-----	33
Tabla I.3. Valores de precipitación media anual y de tres días en cuatro poblaciones de la Sierra Norte de Puebla. Fuente: Bitrán, 2001. -----	34
Tabla I.4. Valores de precipitación media anual y acumulada en la Sierra Norte de Puebla. Fuente: SMN-CONAGUA (2008). -----	35
Tabla I.5. Ciclones tropicales que afectaron a la Sierra Norte de Puebla en los años 1999 y 2005. -----	36
Tabla III.1 Superficie de ocupación en 2D y 3D y porcentaje de aumento para cada unidad geológica y el cuerpo de agua* en el espacio 2D y 3D.-----	78
Tabla III.2. Superficie de ocupación en 2D y 3D y porcentaje de aumento de los depósitos inestables. ---	85
Tabla IV.1. Causas de los movimientos del terreno (Cruden y Varnes, 1996).-----	96
Tabla IV.2. Clasificación de movimientos gravitacionales, según Sharpe (1938) -----	99
Tabla IV.3. Clasificación de procesos de ladera, según Varnes en De Pedraza (1996).-----	100
Tabla IV.4. Clasificación de los procesos de remoción en masa. Fuente: EPOCH (1993) a partir de la clasificación de Varnes (1978) y Hutchinson (1988). Tomado de Alcántara, 2000).-----	101
Tabla IV.5. Clasificación de los procesos de remoción en masa según Dikau <i>et al.</i> (1996)-----	102
Tabla IV.6. Número total de PRM por unidad geológica en los años 1999 y 2005 -----	110
Tabla V.1. Segmentación de los tres parámetros del modelo de extracción M(SBI, NDVI, pendiente) y sus 24 posibles combinaciones (códigos). El código 18 corresponde al tema en estudio (en gris). A la izquierda de la tabla se dan los segmentos de cada capa utilizada.-----	134
Tabla V.2. Resultado de los cálculos de los parámetros morfológicos. <i>S</i> : superficie; <i>P</i> : perímetro; <i>Sp</i> : superficie (fórmula de Pratt, 1978); <i>Pl</i> : longitud del perímetro, ρ : radio (perímetro/superficie); ω : índice de circularidad; <i>S/Sc</i> : relación superficie/zona convexa; <i>Pp/Pc</i> : índice de convexidad del perímetro; ξ : radio (superficie de la forma/superficie de la zona convexa); <i>Ph/Ntc</i> : índice de porosidad; <i>Nbp/Ntc</i> : índice de convexidad de la superficie.-----	138
Tabla VI.1. Resultados del cálculo de la orientación de las primeras 30 trazas de los PRM de 1999. Número de orden de la traza; Ancho; Largo; Surf. Rect. (Superficie del rectángulo); Surf. Form. (Superficie de la forma), L/A (relación largo/ancho) y dirección.-----	152
Tabla VI.2. Localización, valores de pendiente-orientación de los primeros 16 PRM, pendiente-orientación de las capas geológicas en cada punto donde ocurrieron los PRM y material involucrado*. -----	154
Tabla VI.3. Valores del ángulo β para los primeros 40 puntos de medida. -----	173
Tabla A. Pendiente y dirección de las capas geológicas y del MDT para los punto de PRM censados en 2005. TG = Talud gravitacional; C = Coluviones, Ig = Ignimbritas; JI = Jurásico Inferior; JM = Jurásico Medio; M = metamórfico; R = Riolitas-----	205
Tabla B. Valores del ángulo β para todos los PRM en los años 1999 y 2005 -----	208

ANEXOS



ANEXOS

ANEXO 1 PRODUCCIÓN CIENTÍFICA RELACIONADA CON EL TRABAJO DE TESIS.

- Parrot J.-F., Ochoa-Tejeda, V. (2005). Generación de Modelos Digitales de Terreno raster. Método de Digitalización.”. *Geografía para el siglo XXI, Revista electrónica del Instituto de Geografía, UNAM.*
- Ochoa-Tejeda, V., Parrot, J.-F., Fort, M. (2005). Predominant role of the geological features in the landslide triggering. Study of the october 1999 mass movements of the Sierra Norte de Puebla (Mexico). *AGU 2005 Session in Natural Hazard (DEM and erosion., Vienna, Austria, (april 2005)*
- Parrot, J.-F., Taud, H., Ochoa-Tejeda, V. (2005). DEM surface roughness measured according to local contour line length. Application to the morphometric study of the Sierra Norte de Puebla (Mexico). *6th International Conference on Geomorphology, Zaragoza (September 2005), 358.*
- Parrot, J.-F., Ochoa-Tejeda, V. (2007). Nueva propuesta metodológica para calcular la profundidad de disección de los barrancos a partir de los Modelos Digitales de Terreno. *VII Reunión nacional de Geomorfología, (CIGA). Morelia, 26/29 noviembre de 2007.*
- Ochoa-Tejeda V., Parrot, J-F. (2007a). Extracción automática de trazas de deslizamientos utilizando un modelo digital del terreno e imágenes de satélite de alta resolución IKONOS. Ejemplo en la Sierra Norte de Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(3):354-367.
- Ochoa-Tejeda, V., Parrot, J.-F. (2007b). La importancia de los rasgos geológicos en la definición de zonas sensibles al desencadenamiento de los movimientos de remoción en masa. El caso de los flujos de escombros de la región la Soledad, Puebla (México), *VII Reunión nacional de Geomorfología, (CIGA). Morelia, 26/29 noviembre de 2007.*
- Parrot, J.F., Ochoa-Tejeda, V., Lugo, J. (2008). Drainage network length measurements in a 3D space. Comparison with drainage network length measurements done by using topographical maps. *Zeitschrift für Geomorphologie, 52 (2), 237-256.*
- Ochoa-Tejeda. V., Parrot, J-F. (2008a). Rock avalanches related to the congruency between slope terrains and geological structural features. The landslides of the Sierra Norte de Puebla (Mexico). *Congress Slope Tectonics, 2008, Lausanne. Suiza.*
- Ochoa-Tejeda. V., Parrot, J-F. (2008b). On influence of road networks on colluvial landsliding in the Sierra Norte de Puebla (Mexico). *The first World Landslide Forum. 18th-21st November, United Nations University. Tokyo, Japan.*
- Parrot, J.-F., Ochoa-Tejeda, V. (2008). Active landslide traces in mountainous areas extracted by using high resolution satellite images and high resolution DEM. *IAG Regional Conference on Geomorphology, Braşov, Romania, September 15-26.*
- Ochoa-Tejeda, V., Parrot, J.-F. (2009). MDT y aplicaciones: los atributos primarios y secundarios. *Antología Temática de SIG y PR: Teoría y Práctica, Instituto de Geografía, UNAM. Mexico (en prensa)*

ANEXO 2 LISTA DE PROGRAMAS EJECUTABLES UTILIZADOS EN EL PRESENTE TRABAJO

	PROGRAMA	DATOS DE ENTRADA	APLICACIÓN	DATOS DE SALIDA
GENERACIÓN DE UN MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)				
	Brod4_mx	Curvas en tono de gris Tabla de correspondencia	Generar imágenes de entrada para los programas de interpolación	Curvas altimétricas Fondo neutro Imagen integer 4
	Miel4_mx	Curvas altimétricas Fondo neutro Imagen <i>integer 4</i>	Interpolación multidireccional capas de altitud por capas de altitud	MDT integer 4 integer 2 ascii
PRODUCTOS DERIVADOS DE LA SUPERFICIE DEL MDT				
	Concav	MDT	Medir la concavidad, la convexidad y las zonas planas	Tres imágenes en tono de gris
	Sombra	MDT	Calcula la sombra en función de la posición del Sol	Imagen en tono de gris
	Versant	MDT	Calcula en ángulo y las pendientes	Dos imágenes en tono de gris de tipo ascii
	Extra_curbes2	MDT	Extrae curvas de nivel o capas de altitud con un intervalo altimétrico definido por el usuario. También genera una tabla de correspondencia entre los tonos de gris creados y la altitud de cada una de estas curvas	Imagen con rangos
PARÁMETROS MORFOLÓGICOS A PARTIR DE LA RED FLUVIAL				
	Rio	MDT	Extrae los talwegs	Imagen en tono de gris
	Dendis	Imagen binaria de la red fluvial	Mide la “Densidad de Disección” tomando en cuenta la imagen binaria de la red fluvial	Imágenes en tonos de gris y tablas utilizadas para interpolar los resultados
	Disec2	Imagen binaria de la red fluvial	Mide la “Densidad de Disección”	
	Dens_pix	Imagen binaria de la red fluvial	Mide dentro de cuadrantes el porcentaje de píxeles encontrados	Imagen en tonos de gris
	Disec3	Imagen binaria de la red fluvial	Mide dentro de una ventana móvil el porcentaje de píxeles encontrados	Imagen en tonos de gris
	Dimred3	MDT	Mide la longitud de la red fluvial en el espacio tridimensional.	Imagen en tonos de gris y tabla de correspondencia

	Fractared	Imagen binaria de la red fluvial	Calcula la dimensión fractal de la red fluvial de manera global	Imagen y gráfica del comportamiento de la dimensión fractal.
	Fractared24	Imagen binaria de la red Fluvial	Calcula la dimensión fractal local que la red fluvial describe dentro de una ventana móvil de observación	Imagen y gráfica del comportamiento de la dimensión fractal.
	Compred_3d	Imagen en tonos de gris	Mide la longitud total o local de la red fluvial en el espacio bidimensional y tridimensional comparando los resultados	Imagen en tonos de gris
PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS A PARTIR DE LA RED FLUVIAL Y EL MDT				
	Eros2	MDT integer 2	miden la orientación de los segmentos que constituyen una red fluvial, toman en cuenta la posición de los puntos de ruptura de las pendientes ubicados a cada lado del segmento, y calculan varios parámetros como: el valor del abanico de la sección perpendicular al cauce, la distancia de estos puntos de ruptura, los intervalos de altitud, etc.	MDT ascii
	Eros3	MDT		MDT
	Straler	Imagen binaria de la red Fluvial	Calcula la densidad de cabeceras a partir de los segmentos de primer y segundo orden	Imagen en tonos de gris
TRATAMIENTO DE IMÁGENES EN TONOS DE GRIS				
	Tm_index	Imágenes en tonos de gris	Calcula seis índices de reflectancia con diferentes bandas	Imagen en tonos de gris
	Pins	Imagen en tonos de gris	Produce un “ <i>stretching</i> ” calculando el valor de cada píxel en función del valor de sus vecinos (4 o 8)	Imagen en tonos de gris
	Recode	Imagen en tonos de gris	Atribuye un nuevo valor de tono de gris a un tono de gris o a un rango de tonos de gris originales	Imagen en tonos de gris
	Segment	Imagen en tonos de gris	Segmenta una imagen en función del rango de valores y del grado de homogeneidad que presenta un tema	Imagen en tonos de gris
	Homo2	Imagen en tonos de gris	calcula la homogeneidad tomando una ventana móvil de observación y un rango de reflectancia	Imagen en tonos de gris
PROGRAMAS DE UTILIDADES				
	Extract	Imagen 8 bits, integer 2 y integer 4	Corta una imagen 8 bits, o integer 2, o integer 4 en cualquier zona	Imagen 8 bits, integer 2 y integer 4

	Pegaim	Dos imágenes en tono de gris	Pegar dos imágenes en tonos de gris	Imagen en tonos de gris
	Reduc_mnt	MDT	Reduce o aumenta el tamaño de los píxeles del MDT	MDT aumentado o disminuido
	Binar3	Imagen en tonos de gris	Imagen binaria del tema	Imagen binaria con valor 0, 1
	Curv_dim	Imagen de las curvas de nivel	Calcula la densidad de las curvas de nivel	Imagen de densidad de curvas
	Gorman	Imagen de la red fluvial u otra	Hace una esqueletización	Imagen binaria con valor 0,1.
	Stereo	MDT e imágenes de satélite	Crea pares estereoscópicos de las imágenes de satélite	Imágenes en tonos de gris
	Geolplan	MDT y valores de pendiente y dirección	Imagen de líneas que dibujan el recorrido de una capa geológica	Imagen de líneas en tonos de gris y un archivo .txt
	Sim_desliz			
TRATAMIENTOS ESTADÍSTICOS				
	Cross_item	Imagen en tonos de gris	Cruza hasta 8 temas dentro de una imagen, etiquetándolos desde 2^0 hasta 2^7 , lo que permite definir todos los cruzamientos posibles (255 máximo). El programa da el número de píxeles que constituyen cada cruzamiento	Imagen en tonos de gris
	Map_points	Datos	crea una imagen de puntos georeferenciados, imagen que se utiliza en los programas de estadística	Imagen en tonos de gris
	Stat_points	Imagen de puntos y la imagen de temas	Cuenta en cada tema el número de provenientes de los puntos map_points	Tabla de porcentajes de los puntos en cada zona puntos
MEDIDAS DIRECTAS DE LA SUPERFICIE DEL MDT BI Y TRIDIMENSIONAL				
	Surf3d.exe	MDT	Define la rugosidad de la superficie calculando dentro de una ventana móvil	Imagen en tono de gris
	PA3D	MDT	Calcula la superficie en el espacio bi y tridimensional	Imagen en tonos de gris y una tabal en .xls

ANEXO 3 TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A. Pendiente y dirección de las capas geológicas y del MDT para los punto de PRM censados en 2005. TG = Talud gravitacional; C = Coluviones, Ig = Ignimbritas; JI = Jurásico Inferior; JM = Jurásico Medio; M = metamórfico; R = Riolitas

PRM	COORDENADAS UTM		COORDENADAS DE LA IMAGEN		PEND. MDT	ASPECTO MDT	PEND. C-G	DIR. C-G	MATERIAL*
	X	Y	JC	IC					
1	664603	2210364	1929	312	9	355	40	0	TG
2	665098	2209404	2028	504	30	186	40	0	TG
3	658845	2209364	779	512	14	204	20	350	TG
4	664498	2209204	1908	544	34	18	15	170	TG
5	658805	2209169	771	551	10	141	20	130	TG
6	659401	2209164	890	552	11	238	15	170	TG
7	660077	2208979	1025	589	9	200	15	170	TG
8	664508	2208954	1910	594	33	108	20	130	TG
9	664483	2208914	1905	602	24	127	20	130	TG
10	664407	2208789	1890	627	34	107	20	130	TG
11	660547	2208724	1119	640	17	155	20	190	TG
12	657548	2208504	520	684	34	196	45	30	TG-Ig
13	660297	2208504	1069	684	20	96	10	200	TG-Ig
14	664197	2208504	1848	684	21	96	20	130	
15	662099	2208303	1429	724	12	180	5	200	C
16	662300	2208303	1469	724	17	233	5	200	C
17	662695	2208303	1548	724	20	234	5	190	C
18	663061	2208188	1621	747	42	147	10	200	C
19	663646	2208148	1738	755	20	192	20	150	TG
20	656497	2208003	310	784	47	228	20	200	Ig
21	663296	2208003	1668	784	24	242	10	200	
22	663997	2208003	1808	784	35	263	20	130	TG
23	657799	2207503	570	884	10	142	35	80	TG
24	662465	2207273	1502	930	12	61	10	330	Ig
25	663096	2207003	1628	984	24	356	20	20	Ig
26	657538	2206908	518	1003	27	79	30	90	Tg
27	657989	2206843	608	1016	12	104	10	110	Ig
28	657498	2206803	510	1024	30	39	30	90	TG
29	657704	2206673	551	1050	23	152	30	90	TG
30	663496	2206503	1708	1084	30	292	20	20	Ig
31	656923	2206458	395	1093	22	108	30	90	TG
32	657493	2206373	509	1110	16	75	30	90	TG
33	662810	2206303	1571	1124	18	5	40	10	JM
34	659922	2206288	994	1127	16	204	40	340	M
35	662880	2206253	1585	1134	31	62	40	10	M
36	657944	2206238	599	1137	12	109	10	70	Ig
37	657058	2206183	422	1148	17	100	25	110	M
38	657088	2206058	428	1173	34	190	25	110	C
39	657278	2205927	466	1199	29	175	25	110	C

40	659701	2205852	950	1214	29	247	40	340	M
41	664548	2205852	1918	1214	18	323	60	110	JM
42	656597	2205802	330	1224	30	122	25	110	TG
43	660177	2205722	1045	1240	4	270	40	340	M
44	664668	2205632	1942	1258	18	86	40	30	M
45	663041	2205562	1617	1272	33	64	45	210	M
46	657228	2205552	456	1274	21	96	40	80	C
47	660497	2205502	1109	1284	40	48	40	330	M
48	661999	2205502	1409	1284	12	349	40	10	JM
49	663496	2205502	1708	1284	11	315	45	200	TG
50	663631	2205437	1735	1297	42	289	45	200	TG
51	665699	2205402	2148	1304	22	62	40	30	M
52	662996	2205302	1608	1324	35	325	45	200	TG
53	663962	2205287	1801	1327	42	297	45	200	TG
54	657088	2205272	428	1330	18	39	30	80	C
55	657193	2205222	449	1340	27	24	30	80	C
56	657443	2205117	499	1361	18	171	30	80	C
57	663997	2205102	1808	1364	30	41	45	200	TG
58	657273	2205072	465	1370	28	105	30	80	C
59	662695	2205002	1548	1384	27	24	45	210	TG
60	657593	2204877	529	1409	11	357	30	80	C
61	657098	2204752	430	1434	41	49	40	80	C
62	663106	2204582	1630	1468	38	44	70	20	R
63	663496	2204502	1708	1484	34	166	70	20	R
64	665499	2204502	2108	1484	37	356	10	30	IG
65	658640	2204302	738	1524	13	5	40	10	M
66	661634	2204262	1336	1532	25	125	40	130	M
67	658675	2204212	745	1542	24	33	40	10	M
68	657523	2204162	515	1552	32	109	40	10	M
69	663496	2203802	1708	1624	31	184	35	170	TG
70	656497	2203301	310	1724	44	43	40	20	M
71	656172	2203216	245	1741	20	8	40	20	M
72	660733	2202811	1156	1822	16	106	20	110	C
73	656602	2202726	331	1839	8	113	30	170	TG
74	656727	2202646	356	1855	19	85	30	170	TG
75	660643	2202546	1138	1875	24	115	30	140	C
76	656722	2202541	355	1876	12	91	30	170	TG
77	660668	2202451	1143	1894	24	105	30	110	C
78	657378	2202421	486	1900	8	339	30	140	TG
79	660572	2202251	1124	1934	25	53	30	120	C
80	660217	2202116	1053	1961	28	63	30	120	C
81	660497	2202001	1109	1984	12	77	30	120	C
82	661499	2202001	1309	1984	40	74	5	0	IG
83	657203	2201976	451	1989	18	332	25	350	TG
84	657223	2201931	455	1998	24	339	25	350	TG
85	657068	2201921	424	2000	20	334	25	350	TG
86	660257	2201786	1061	2027	4	32	30	120	C
87	659811	2201776	972	2029	24	57	30	120	C
88	659997	2201701	1009	2044	26	90	30	120	C

89	660137	2201626	1037	2059	20	79	30	120	C
90	655996	2201501	210	2084	41	340	40	340	
91	660257	2201456	1061	2093	22	113	30	120	C
92	659761	2200975	962	2189	30	138	30	120	C
93	659396	2200870	889	2210	12	120	20	160	C
94	659296	2200700	869	2244	14	337	20	160	C
95	664498	2200400	1908	2304	5	302	5	0	TG

Tabla B. Valores del ángulo β para todos los PRM en los años 1999 y 2005

Columnas	Lineas	CoordX	Coord.	Pendiente	Aspecto	Pend. Geol.	Dir. Geol.	Angulo	Angulo dir.
242	12	656157	2211865	34	43	34	43	0	-15.73798
2026	13	665088	2211860	29	64	20	80	17.08883	1.932833
2011	18	665013	2211835	11	71	11	71	0	5.109847
1423	37	662069	2211740	40	324	40	324	0	2.192342
1429	54	662099	2211655	41	255	41	255	0	0.407615
409	55	656993	2211650	19	48	19	48	0	-3.02103
1982	67	664868	2211590	18	102	18	102	0	2.023924
1445	72	662180	2211565	39	271	39	271	0	-1.765166
1451	98	662210	2211435	38	251	38	251	0	6.940606
1929	312	664603	2210364	9	355	40	0	-31.3188	-5.469765
285	351	656372	2210169	19	177	19	177	0	22.987212
220	378	656046	2210034	10	30	10	30	0	3.22733
264	379	656267	2210029	44	155	44	155	0	-2.490999
206	407	655976	2209889	30	126	30	126	0	16.484344
2188	437	665899	2209739	44	144	44	144	0	-4.901455
2004	475	664978	2209549	37	62	37	62	0	-1.92974
168	486	655786	2209494	62	180	62	180	0	1.250422
2030	495	665108	2209449	21	214	21	214	0	-0.538487
16	497	655025	2209439	1	344	1	344	0	0.536255
2028	504	665098	2209404	30	186	40	0	-109.779	-5.956278
1814	507	664027	2209389	42	143	42	143	0	-3.09339
779	512	658845	2209364	14	204	20	350	-132.311	-2.074825
383	514	656863	2209354	16	154	16	154	0	-3.519072
253	530	656212	2209274	22	145	22	145	0	-0.165051
1908	544	664498	2209204	34	18	15	170	-124.217	-13.939405
1034	546	660122	2209194	33	236	33	236	0	-3.33358
771	551	658805	2209169	10	141	20	130	-14.5781	-0.240619
890	552	659401	2209164	11	238	15	170	-66.1352	-8.814658
1056	572	660232	2209064	27	200	27	200	0	-1.802762
98	579	655436	2209029	22	94	22	94	0	-0.867967
1074	585	660322	2208999	32	224	32	224	0	-2.811647
1834	586	664127	2208994	43	152	43	152	0	2.389352
1030	587	660102	2208989	10	185	10	185	0	0.595686
1025	589	660077	2208979	9	200	15	170	29.92196	0.690528
1910	594	664508	2208954	33	108	20	130	-23.5109	-2.563781
1905	602	664483	2208914	24	127	20	130	4.87156	1.047414
670	619	658299	2208829	32	161	32	161	0	-4.435283
1033	625	660117	2208799	15	182	15	182	0	0.109575
1890	627	664407	2208789	34	107	20	130	-24.7195	-2.264625
628	639	658089	2208729	30	98	30	98	0	-9.420491
1113	639	660517	2208729	23	226	23	226	0	2.815604
484	640	657368	2208724	49	187	49	187	0	-11.837201
1119	640	660547	2208724	17	155	20	190	33.26802	0.683254
455	645	657223	2208699	36	201	36	201	0	2.433371
528	645	657588	2208699	49	206	49	206	0	1.918871

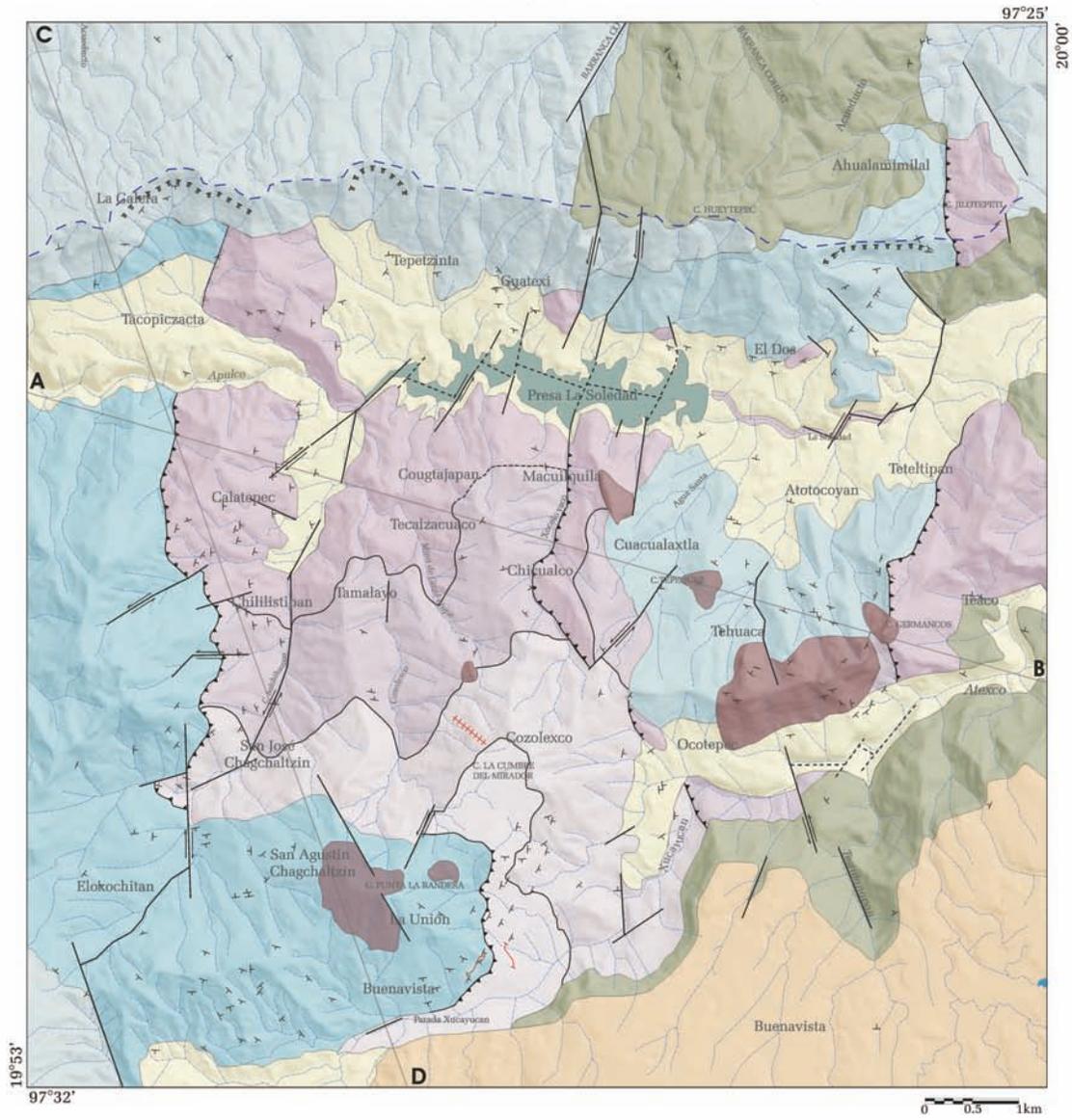
600	669	657949	2208579	19	88	19	88	0	-2.300756
520	684	657548	2208504	34	196	45	30	-99.9853	-2.466092
1069	684	660297	2208504	20	96	10	200	-99.4675	-7.786966
1848	684	664197	2208504	21	96	20	130	31.8029	8.580026
656	723	658229	2208308	11	87	11	87	0	14.529974
1429	724	662099	2208303	12	180	5	200	-20.9679	-13.603863
1469	724	662300	2208303	17	233	5	200	-34.4668	-11.175972
1548	724	662695	2208303	20	234	5	190	-45.3161	-1.633834
1709	732	663501	2208263	38	167	38	167	0	11.747627
1904	736	664478	2208243	27	67	27	67	0	-1.912671
1797	741	663942	2208218	36	291	36	291	0	-10.693051
1621	747	663061	2208188	42	147	10	200	-56.1766	-8.682292
1738	755	663646	2208148	20	192	20	150	39.35868	0.023924
1673	759	663321	2208128	21	184	21	184	0	-12.582557
310	784	656497	2208003	47	228	20	200	-35.3145	-10.251128
1668	784	663296	2208003	24	242	10	200	-42.3357	-10.181418
1808	784	663997	2208003	35	263	20	130	109.1956	3.268528
570	856	657799	2207643	35	129	35	129	0	-3.746654
570	884	657799	2207503	10	142	35	80	-61.4238	-20.09294
1502	930	662465	2207273	12	61	10	330	-88.8946	-0.044753
1117	962	660537	2207113	38	26	38	26	0	-2.862022
468	965	657288	2207098	35	102	35	102	0	-0.065601
1628	984	663096	2207003	24	356	20	20	-22.5796	-0.699279
518	1003	657538	2206908	27	79	30	90	10.11656	4.274717
1142	1003	660663	2206908	28	81	28	81	0	-0.969614
608	1016	657989	2206843	12	104	10	110	-6.21967	-1.55253
510	1024	657498	2206803	30	39	30	90	-43.781	-0.940661
551	1050	657704	2206673	23	152	30	90	-55.2763	-1.407132
1708	1084	663496	2206503	30	292	20	20	78.49747	0.136197
395	1093	656923	2206458	22	108	30	90	-18.0164	-6.113382
509	1110	657493	2206373	16	75	30	90	19.6218	5.544773
1571	1124	662810	2206303	18	5	40	10	-22.4202	-0.242262
314	1127	656517	2206288	25	122	40	340	-105.988	-5.720199
994	1127	659922	2206288	16	204	25	122	76.247	0.620984
1585	1134	662880	2206253	31	62	40	10	-42.6657	-3.078731
599	1137	657944	2206238	12	109	10	70	38.30536	0.251192
434	1138	657118	2206233	23	89	23	89	0	-2.416053
286	1145	656377	2206198	34	108	34	108	0	-4.165659
422	1148	657058	2206183	17	100	25	110	12.28512	3.023924
428	1173	657088	2206058	34	190	25	110	-68.4817	-3.022422
466	1199	657278	2205927	29	175	25	110	-57.324	-17.879261
367	1200	656782	2205922	19	91	19	91	0	-1.139906
347	1206	656682	2205892	27	129	27	129	0	7.934918
950	1214	659701	2205852	29	247	40	340	-73.9447	-3.365109
1918	1214	664548	2205852	18	323	60	110	97.53865	12.113733
330	1224	656597	2205802	30	122	25	110	11.75068	3.250319
1532	1226	662615	2205792	30	35	30	35	0	0.662131
1606	1227	662986	2205787	37	95	37	95	0	2.643516
1045	1240	660177	2205722	4	270	40	340	72.16945	7.859779

1915	1246	664533	2205692	25	281	25	281	0	20.125432
1942	1258	664668	2205632	18	86	40	30	-52.6968	-7.245228
1617	1272	663041	2205562	33	64	45	210	-96.1151	-11.185939
456	1274	657228	2205552	21	96	40	80	-23.3914	-6.8676
1761	1278	663762	2205532	37	29	37	29	0	-3.878658
1109	1284	660497	2205502	40	48	40	330	-57.6436	-9.177506
1409	1284	661999	2205502	12	349	40	10	33.57329	1.455728
1708	1284	663496	2205502	11	315	45	200	99.1154	2.518285
1735	1297	663631	2205437	42	289	45	200	-61.1631	-6.358639
2128	1301	665599	2205417	26	11	26	11	0	-6.19582
1905	1302	664483	2205412	54	293	54	293	0	-15.134042
2148	1304	665699	2205402	22	62	40	30	32.52781	1.558803
1608	1324	662996	2205302	35	325	45	200	-85.7937	-1.656618
1801	1327	663962	2205287	42	297	45	200	-65.8513	-19.722262
428	1330	657088	2205272	18	39	30	80	-39.0936	-1.791549
1692	1337	663416	2205237	31	30	31	30	0	0.703334
1762	1339	663767	2205227	16	3	16	3	0	8.688582
449	1340	657193	2205222	27	24	30	80	48.81537	3.459184
1094	1343	660422	2205207	38	46	38	46	0	-2.944884
1773	1351	663822	2205167	28	68	28	68	0	4.77045
499	1361	657443	2205117	18	171	30	80	81.9444	1.34986
1808	1364	663997	2205102	30	41	45	200	-102.6	-5.508175
465	1370	657273	2205072	28	105	30	80	-21.9135	-4.755398
2250	1383	666210	2205007	11	18	11	18	0	2.170706
720	1384	658550	2205002	26	85	45	210	-93.1275	-0.599034
1548	1384	662695	2205002	27	24	26	85	54.03669	0.720847
952	1405	659711	2204897	40	13	40	13	0	3.629888
529	1409	657593	2204877	11	357	30	80	-78.5211	-15.664604
1884	1416	664377	2204842	37	121	37	121	0	-5.296666
1274	1427	661323	2204787	27	54	27	54	0	-1.73431
979	1432	659846	2204762	42	298	42	298	0	-9.030389
430	1434	657098	2204752	41	49	40	80	23.46978	1.272777
1832	1452	664117	2204662	38	147	38	147	0	17.199841
1708	1455	663496	2204647	27	315	27	315	0	2.802204
1630	1468	663106	2204582	38	44	70	20	-34.4371	-14.229058
1616	1482	663036	2204512	28	34	28	34	0	13.008014
1708	1484	663496	2204502	34	166	70	20	73.11822	5.59233
2108	1484	665499	2204502	37	356	10	30	-40.8395	-1.645112
1925	1518	664583	2204332	33	125	33	125	0	4.663987
1805	1519	663982	2204327	36	165	36	165	0	-1.535238
738	1524	658640	2204302	13	5	40	10	-27.3563	-1.52557
1560	1526	662755	2204292	35	188	35	188	0	-2.279258
1267	1527	661288	2204287	28	109	28	109	0	-9.734215
1336	1532	661634	2204262	25	125	40	130	-15.5741	-2.632019
1786	1534	663887	2204252	26	164	26	164	0	-3.812928
745	1542	658675	2204212	24	33	40	10	-25.0918	-0.408186
1585	1543	662880	2204207	33	181	33	181	0	0.424811
1827	1550	664092	2204172	31	216	31	216	0	-5.516816
1849	1551	664202	2204167	30	77	30	77	0	-7.355992

515	1552	657523	2204162	32	109	40	10	-76.1725	-6.365109
1895	1552	664433	2204162	18	106	18	106	0	7.278249
288	1556	656387	2204142	50	126	50	126	0	0.47243
471	1561	657303	2204117	47	65	47	65	0	-5.860927
442	1566	657158	2204092	44	85	44	85	0	-2.847062
1883	1570	664372	2204072	26	144	26	144	0	5.054785
1859	1577	664252	2204037	33	133	33	133	0	12.184146
434	1610	657118	2203872	24	129	24	129	0	9.142957
267	1611	656282	2203867	23	135	23	135	0	10.931151
369	1616	656792	2203842	22	148	22	148	0	12.484341
1708	1624	663496	2203802	31	184	35	170	12.39068	9.667763
287	1647	656382	2203687	29	126	29	126	0	0.967245
188	1658	655886	2203632	20	95	20	95	0	5.090388
1385	1660	661879	2203622	17	141	17	141	0	-0.562601
1320	1666	661554	2203591	31	105	31	105	0	3.275412
56	1694	655225	2203451	70	116	70	116	0	-8.43492
310	1724	656497	2203301	44	43	40	20	-17.4921	-8.843792
245	1741	656172	2203216	20	8	40	20	22.48761	2.549326
1412	1741	662014	2203216	4	76	4	76	0	8.923151
294	1743	656417	2203206	39	35	39	35	0	-2.070789
1404	1751	661974	2203166	21	85	21	85	0	-7.105851
1791	1776	663912	2203041	27	56	27	56	0	3.16679
2171	1787	665814	2202986	3	292	3	292	0	1.412559
1440	1811	662155	2202866	28	94	28	94	0	8.741969
1147	1813	660688	2202856	19	160	19	160	0	0.931042
1156	1822	660733	2202811	16	106	20	110	5.519405	2.422568
1075	1836	660327	2202741	23	106	23	106	0	-4.577432
331	1839	656602	2202726	8	113	30	170	-57.5429	-0.709546
190	1852	655896	2202661	13	355	13	355	0	1.825088
356	1855	656727	2202646	19	85	30	170	76.45842	1.468519
1410	1858	662004	2202631	14	142	14	142	0	3.848559
232	1859	656107	2202626	15	93	15	93	0	0.674146
1138	1875	660643	2202546	24	115	30	140	-23.0158	-2.075598
355	1876	656722	2202541	12	91	30	170	74.59797	0.188633
561	1884	657754	2202501	21	284	21	284	0	0.005137
1100	1888	660452	2202481	32	96	32	96	0	0.821232
460	1892	657248	2202461	19	263	19	263	0	0.011204
1143	1894	660668	2202451	24	105	30	110	7.470772	0.182276
486	1900	657378	2202421	8	339	30	140	-137.841	-1.053235
1048	1906	660192	2202391	27	184	27	184	0	4.365734
1087	1911	660387	2202366	27	177	27	177	0	-9.255328
1124	1934	660572	2202251	25	53	30	120	58.80259	0.374535
73	1945	655310	2202196	8	124	8	124	0	-5.137595
497	1959	657433	2202126	13	316	13	316	0	0.846119
1053	1961	660217	2202116	28	63	30	120	-49.3681	-23.525018
109	1971	655491	2202066	21	90	21	90	0	-0.193209
1219	1971	661048	2202066	31	138	31	138	0	0.304279
1038	1972	660142	2202061	8	107	8	107	0	0.512898
1109	1984	660497	2202001	12	77	30	120	-43.6569	-21.354746

1309	1984	661499	2202001	40	74	5	0	-74.5516	-0.693878
451	1989	657203	2201976	18	332	25	350	-18.1288	-1.085208
455	1998	657223	2201931	24	339	25	350	-10.0566	-4.282754
424	2000	657068	2201921	20	334	25	350	15.59134	1.036927
854	2020	659221	2201821	23	218	23	218	0	-3.085872
1061	2027	660257	2201786	4	32	30	120	86.27151	16.247972
972	2029	659811	2201776	24	57	30	120	55.76805	0.804448
1950	2038	664708	2201731	12	327	12	327	0	2.273241
901	2039	659456	2201726	33	215	33	215	0	-0.691265
1009	2044	659997	2201701	26	90	30	120	26.71151	0.25866
1037	2059	660137	2201626	20	79	30	120	38.26166	8.086563
210	2084	655996	2201501	41	340	40	340	-1	-0.001245
1061	2093	660257	2201456	22	113	30	120	10.17172	6.286182
518	2114	657538	2201351	44	198	44	198	0	-7.332528
355	2127	656722	2201286	25	204	25	204	0	16.090593
997	2127	659937	2201286	20	113	20	113	0	0.895364
952	2141	659711	2201215	16	206	16	206	0	-0.561223
989	2148	659897	2201180	37	147	37	147	0	3.558223
459	2166	657243	2201090	33	91	33	91	0	-1.30467
920	2166	659551	2201090	17	188	17	188	0	0.642891
441	2168	657153	2201080	27	205	27	205	0	1.813993
7	2171	654980	2201065	25	47	25	47	0	6.905997
201	2185	655951	2200995	24	226	24	226	0	-0.755398
857	2187	659236	2200985	23	166	23	166	0	-8.060142
594	2188	657919	2200980	41	222	41	222	0	-18.594687
962	2189	659761	2200975	30	138	30	120	15.57232	8.127962
350	2191	656697	2200965	25	200	25	200	0	8.335069
481	2204	657353	2200900	32	132	32	132	0	-12.528779
889	2210	659396	2200870	12	120	20	160	39.17448	1.701395
409	2215	656993	2200845	22	227	22	227	0	3.613819
323	2219	656562	2200825	34	176	34	176	0	-2.091362
479	2219	657343	2200825	16	127	16	127	0	1.744672
78	2224	655336	2200800	36	123	36	123	0	1.560837
648	2235	658189	2200745	34	199	34	199	0	-1.040304
438	2240	657138	2200720	25	202	25	202	0	2.035194
869	2244	659296	2200700	14	337	20	160	145.8722	18.357366
411	2254	657003	2200650	6	163	6	163	0	14.771697
387	2276	656883	2200540	7	60	7	60	0	14.617662
531	2281	657604	2200515	27	132	27	132	0	2.045252
1908	2304	664498	2200400	5	302	5	0	-57.7584	-0.756438
577	2316	657834	2200340	24	231	24	231	0	-8.02103
475	2329	657323	2200275	18	212	18	212	0	10.863505
438	2330	657138	2200270	31	201	31	201	0	-1.064836
350	2350	656697	2200170	29	32	29	32	0	-5.278541
238	2354	656137	2200150	27	183	27	183	0	1.859648

MAPA GEOLÓGICO DE LA SOLEDAD, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MÉXICO.



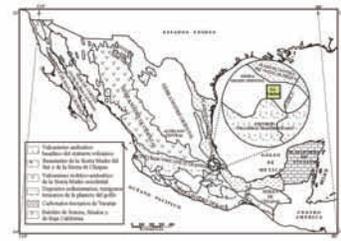
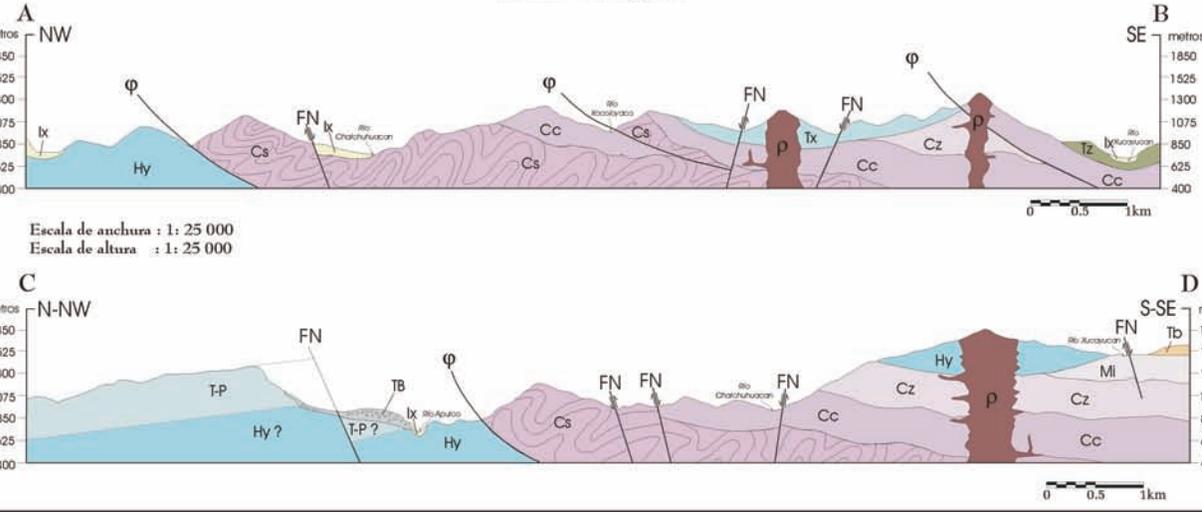
LEYENDA

UNIDADES GEOLÓGICAS

Cuaternario	Qa-Ix	Fm. Xaltipan
		Ignimbritas
Canozoico	Qa-Tb	Tobas andesíticas
Plioceno	Plo-Tz	Fm. Teziutlán
		Derrames andesíticos volcánicos intercalado con tobas
Mesozoico	Js-Tp	Fm. Tuman-Pimienta
		Alternancia de calizas, lutitas y margas
	Jm-Tx	Fm. Tenexcate
		Limolitas, areniscas y conglomerados
	Il-Hy	Fm. Huayacocotla
		Areniscas intercaladas con lutitas negras y conglomerados
Paleozoico	Mi	Complejo Milonítico Xucayucan
		El Mirador
		Volcanoclásticos y rocas basálticas muy deformadas
	Cz	Cozolexco
		Derrames metabasálticos, almohadillas rolicas y lavas masivas
	Cz	Chicucuo
		Esquistos, bandas de lutitas y areniscas
	Cs	Complejo Milonítico La Soledad
		Gneises y marmol
	It	Riolitas intrusivas (JM, Il y Milonitas)

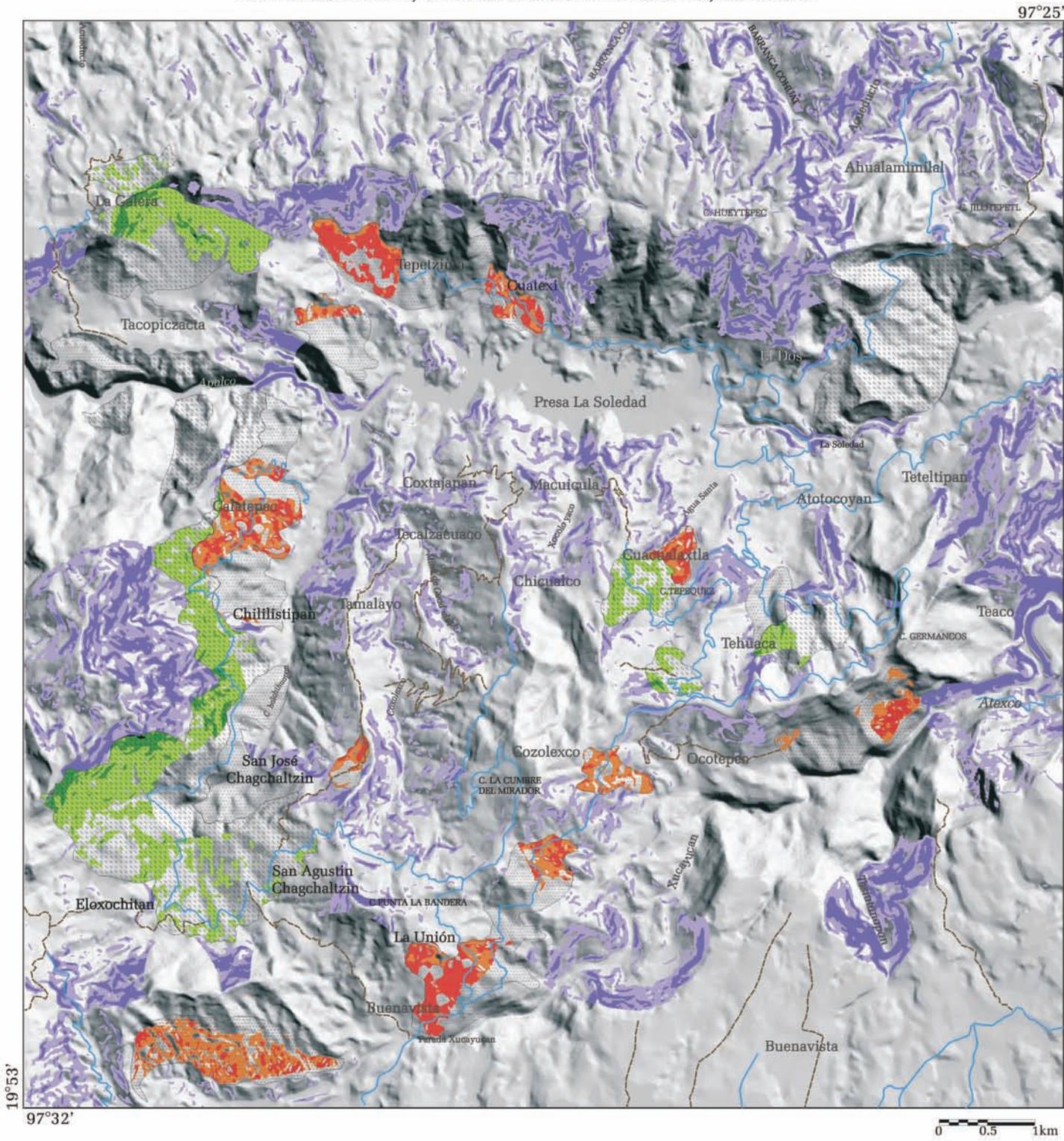
	Presas
	Falla lateral
	Falla normal o contactos anormales
	Fallas normales probables o mascaradas
	Cabalgadura
	Cabalgadura inferida
	Colapsos
	Dique riolítico
	Sill riolítico
	Contornos geológicos
	Contacto tectonizado
	Contacto tectonizado inferido
	Límite de la influencia de la caldera de los Humeros (Mooser, 2000)
	Pendientes (en grados)
	Cortes AB y CD
	Red fluvial
	φ Cabalgadura
	FN Falla normal
	BT Brecha de talud

Perfiles Geológicos



Fuente: Segura (1990); Mooser F (2000, inédito) Angeles-Moreno y Sánchez-Martínez (2002)
 Reinterpretado por Ochoa-Tejeda, V. y Parrot J.-E. (2008)

MAPA DE SUCEPTIBILIDAD A PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA SOLEDAD, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MÉXICO.



ZONAS PROPENSAS AL DESENCADENAMIENTO DE LOS PRM A PARTIR DE LA RELACIÓN ÁNGULO β / PENDIENTE

PRM coluviones con ángulo $\beta = -2$ a 2

- Pendiente
- $>21^\circ$
 - $10^\circ - 20^\circ$

PRM Taludes gravitacionales $\beta = -2$ a 2

- Pendiente
- $>21^\circ$
 - $10^\circ - 20^\circ$

PRM Rocas $\beta = -4$ a 4

- Pendiente
- $>31^\circ$
 - $21^\circ - 30^\circ$

Depósitos inestables

- Ccoluviones
- Taludes gravitacionales
- Carreteras
- Terracerías



Autor: Veronica COHOA TEJEDA (2008)

